I. UJVÁRI

Geografia apelor României

EDITURA ȘTIINȚIFICĂ
București, 1972

Prefaţa

De la apariţia, în 1959, a primei sinteze asupra resurselor de apă ale României, elaborată de autorul lucrării de faţă, în domeniul studierii şi utilizării apelor din ţara noastră, s-au înregistrat progrese deosebite.

Ca urmare a perfecţionării reţelei hidrometrice, ne-am bazat, în elaborarea lucrării, pe un fond amplu de date culese în urma observaţiilor directe pe parcursul a optsprezece ani în cazul scurgerii lichide, şi a doisprezece ani în cazul scurgerii de aluviuni aflate în suspensie. Acestea oglindesc mai mult sau mai puţin regimul natural al resurselor de apă din ţara noastră, solicitate în cantităţi tot mai mari şi de calitate superioară de economia noastră socialistă în plin avînt de dezvoltare. Ca urmare în curînd observarea regimului hidrologic natural va fi posibilă numai pe pîraiele mici, celelalte resurse trebuind să fie studiate în procesul lor de utilizare. Lucrarea de faţă este tocmai o încercare de a prezenta valoarea şi căile de utilizare a resurselor de apă, sarcini deosebit de actuale în domeniul geografiei apelor. Menţionăm însă că deşi dispunem de planul general de gospodărire complexă a apelor (1962) în faza actuală de amenajare extensivă a resurselor nu s-a ajuns încă la o fixare definitivă a schemelor de utilizare şi ca atare nici generalizările teritoriale de detaliu din domeniul economiei apelor nu vor putea fi definitivate. De aceea, în lucrare, tratarea problemelor de utilizare rămîne încă la nivelul exemplificărilor.

Datele, reprezentînd observaţiile hidrologice recente, pe baza cărora au fost reconstituite legile de repartiţie naturală ale elementelor de bilanţ şi de regim hidrologic, ne-au fost puse la dispoziţie de către Institutul de Meteorologie şi Hidrologie al României, căruia îi aducem mulţumirile noastre. Au fost utilizate, de asemenea, date, din numeroase studii şi lucrări cuprinse în bibliografia hidrologică şi hidrogeologică din ultimii ani.

Ca şi în alte lucrări de sinteză geografică regională şi în această lucrare s-au ridicat numeroase probleme de etimologie, de fixare a hidronimelor. Astfel, în lungul pîraielor sînt frecvente sistemele polinimice, şi nu rare sînt cazurile cînd acelaşi rîu are de la şase pînă la opt denumiri pe cursul său. În asemenea cazuri au fost folosite denumirile tradiţionale, utilizate de altfel şi în Anuarele hidrologice (de exemplu Bega în loc de Beghei etc.), sau denumiri populare de largă circulaţie. Considerăm însă că nu s-au putut rezolva toate problemele în lucrare, multe dintre ele rămînînd a fi discutate.

Sugestiile cititorilor în legătură cu această problemă ca de altfel şi cu altele — vor fi primite de autor cu multă recunoştinţă.

Structura lucrării a fost determinată de ideea analizei regionale a resurselor de apă. Totodată această formă ne-a asigurat şi posibilitatea prezentării unor materiale în tabele, utilizate la generalizări. Sperăm, că acestea vor putea fi folosite de diferiţi specialişti care lucrează în domeniul hidrografiei sau de cei care aplică aceste date. Regretăm că volumul lucrării, şi aşa destul de mare, nu ne-a permis cuprinderea dezvoltată a tuturor datelor de care am dispus, fiind nevoiţi, în multe cazuri, să le concentrăm. De aceea, ideea întocmirii unei monografii hidrogeografice complete a ţării, rămîne pe mai departe un scop în viitor.

În cursul elaborării lucrării am primit un ajutor preţios din partea colegilor C. Mociorniţă, P. Gâştescu şi C. Diaconu, cărora le aducem aici mulţumirile noastre cordiale.

Introducere

Despre obiectul de studiu al *Geografiei apelor*, respectiv al *hidrogeografiei*, s-a scris foarte puţin în literatura mondială de specialitate. Termenul este folosit uneori de către geografi pentru a contura astfel apartenenţa studiului apelor de geografie, admiţînd în acelaşi timp o hidrologie autohtonă, „parageografică" (M. Derrau, 1961). Există însă şi alte păreri, conform cărora geografia apelor este o ramură aplicativă a geografiei, respectiv a hidrologiei, care pe lîngă studiul apei ca resursă naturală, evidenţiază între altele şi latura utilizării lor, de protecţie contra contaminării, degradării etc. Astfel, după M. I. Lvovici, geografia apelor ,,poate fi considerată ca o legătură între geografia fizică şi cea economică în cadrul hidrologiei" (101, p. 401).

Privindu-le sub aspectul metodologiei şi obiectului de studiu, considerăm, că atît hidrologia generală cît şi geografia apelor sînt discipline geofizice şi geografice. Despre o îndepărtare a hidrologiei de geografia fizică nu se poate vorbi, ci mai curînd despre unele deosebiri metodologice, mai precis, de unele metode moderne neasimilate încă de geografie (de metrologie, fizică, chimie).

Metodologia specifică geografiei apelor este de natură *hidrologică* (hidrometrie), *hidrografică* (metode de studiu de teren al apelor, metode de generalizări teritoriale, raionări etc.) şi *economică* (legile teritoriale ale economiei apelor, studiul necesităţilor, posibilităţile de utilizare a apelor în cadrul social-economic). Hidrologiei şi hidrografiei îi revin ca studiu legile naturale ale genezei, evoluţia în timp şi calitatea resurselor de apă, iar economiei apelor legile de natură socială. Astfel, în procesul de valorificare a apelor, sistemele de legi sînt ordonate în sensul condiţionării reciproce în funcţie de economicitate, deci de interesul social.

O formulare mai recentă a obiectului geografiei apelor ca ştiinţă hidrologică afirmă că ,,Spre deosebire de hidrologia generală, conţinutul hidrografiei constă în descrierea şi caracterizarea apelor unor teritorii determinate, însuşirile acestor ape, răspîndirea lor teritorială, determinarea legăturii lor reciproce *cu condiţiile fizico-geografice* (subl. noastră) ale acestor teritorii. Studiul şi descrierea apelor în totalitatea lor trebuie să se facă pe baza legilor şi ipotezelor stabilite de hidrologia generală" (39, p. 7). În mod evident, în această definiţie se presupune studierea apei făcîndu-se abstracţie de elementul uman, deci numai în condiţiile peisajului fizico-geografic. Dar în acest fel se pune întrebarea : unde am încadra de exem-

plu Olanda care are teritorii extinse cu regim hidrologic dirijat? sau chiar situaţia care va fi creată după realizarea amenajărilor integrale şi totale ale apelor din ţara noastră? Este credem indiscutabil, că geograful, care studiază peisajul trebuie să ţină seamă şi de organizarea vieţii umane din interiorul lui, de realitate. Credem că nu greşim dacă acceptăm existenţa în cuprinsul geografiei apelor a *hidrografiei*, care să studieze resursele de apă a unor teritorii delimitate şi a *economiei apelor* care se ocupă cu problemele economiei teritoriale a gospodăririi apelor. (v. cap. Economia apelor).

Credem, că este necesar să clarificăm încă o problemă esenţială şi anume: în ce măsură utilizările modifică regimul hidrologic al apelor? În principiu trebuie să diferenţiem două tipuri de modificări: cele *hidraulice*, care afectează scurgerea organizată din albiile rîurilor (lacuri de retenţie, regrupări teritoriale de resurse, modificări de albie, îndiguiri etc.) şi *cele de fond*, care afectează scugerea de pe versanţi (agrotehnice, măsuri silvice, irigaţii, desecări etc.). Pe baza datelor privitoare la legile naturale şi de ordin economic, geografia apelor stabileşte ponderea posibilă a utilizărilor de diferite tipuri (alimentări cu apă, energetică, retenţii, hidroamelioraţii, reducerea gradului de uzură a apei din rîuri, lacuri etc.) în diferitele condiţii geografice, coordonează pe baze ştiinţifice problemele diferitelor departamente şi face prognoze pentru viitor. Una dintre sarcinile cele mai importante, în etapa realizării amenajării integrale a apelor, este stabilirea posibilităţilor de reproducere lărgită a resurselor de apă în înţelesul măririi cantităţilor în perioadele de solicitare maximă (compensări prin retenţii, mărirea rezervelor de umiditate a regiunii sau reducerea lor, favorizarea regenerării apelor subterane în regiunile secetoase etc.).

După studiile existente, pe teritoriul României se regenerează în medie anual 36,5 km^3 (miliarde m^3) de apă dintr-un volum mediu de precipitaţii de 156 km^3 (23,3%). Din aceasta, scurgerea de versant, adică cea superficială, constituie 25,3 km^3, iar cea subterană 11,2 km^3 (v. fig. 63). În plus, Dunărea aduce în ţara noastră un volum de 177 km^3 de apă anual vărsînd în Marea Neagră circa 200 km^3, şi transportînd ape de calitate bună, uşor utilizabile pentru o gamă largă de folosinţe.

Resursele de ape subterane momentane, acumulate mai ales în depresiunile pericarpatice şi intracarpatice, după aprecieri generale sînt mari. Pachetul de roci sedimentare atinge pe alocuri 10 000 m grosime; ape de adîncime se observă şi în cristalinul fisurat de la baza bazinelor arteziene. În total, există posibilitatea acumulării subterane a unui volum de circa 20 000 km^3, din care circa 500 km^3 este reprezentat de apele freatice şi de stratificaţie liberă, descendentă.

Gradul de utilizare a apelor interioare în anul 1970 a atins circa 25%, iar împreună cu sursele dunărene 28%, dar există regiuni industriale, unde a depăşit 85 şi chiar 95% (Argeş, Ialomiţa etc.). Conform Directivelor Plenarei C.C. al P.C.R. din 17—19. III. 1970, ritmul de amenajare a apelor interioare se va accelera, crescînd cu precădere utilizările agricole (irigaţii, desecări etc.).

PARTEA ÎNTÎI
Noţiuni generale privind geografia apelor României

CAPITOLUL I

Evoluţia cunoştinţelor asupra apelor din România

Primele informaţii[1] asupra apelor României şi asupra regimului lor hidrologic datează din cele mai vechi timpuri, cînd locuitorii acestor meleaguri au început să le folosească în diferite scopuri practice. Există date care atestă că încă de pe timpul geto-dacilor apele Dunării erau folosite pentru navigaţie, iar urmele unor întărituri militare existente de-a lungul fluviului, dovedesc că acestea erau folosite ca porturi. Numeroase baraje de pămînt ale iazurilor din Transilvania şi Moldova, precum şi ,,benturile", acele creaţii ingenioase pentru acumularea şi folosirea raţională a apelor, întîlnite în special în zona piemontană sudică, lipsită de ape, au un trecut foarte îndepărtat.

Săpăturile arheologice au scos la iveală conducte de apă din lut ars existente încă de pe timpul stăpînirii romane în Dacia. Ştampurile hidraulice pentru sfărîmarea rocilor aurifere datează din perioada evului mediu, iar plutăritul pe rîurile principale (Crişuri, Mureş, Olt, Bistriţa etc.) are o istorie milenară.

PRIMELE DOCUMENTE SCRISE

Încă din antichitate apele ţării noastre au fost folosite intens pentru navigaţie atît de către geto-daci, cît şi de către negustorii greci, romani şi bizantini, care au pătruns cu vasele lor în sus pe Dunăre. Informaţiile destul de sumare relatate de aceştia au atras atenţia unor scriitori antici — istorici şi geografi — care ne-au vizitat ţara, lăsîndu-ne totodată şi primele însemnări despre condiţiile geografice, inclusiv asupra apelor.

Istoricul grec Herodot (484—423 î.e.n.) aminteşte că Istrul (Dunărea inferioară) se varsă în Pontul Euxin (Marea Neagră) prin cinci guri. De asemenea, din descrierea lui reiese că flota persană a regelui Darius a ajuns pînă la Noviodunum (Isaccea), construind un pod în locul îngust al fluviului (515—513 î.e.n.). Acelaşi istoric aminteşte că distanţa de la mare la Isaccea ar fi de 1400 de stadii (249 sau 259 km). Această cifră a constituit mult timp o enigmă, deoarece presupunîndu-se că flota ar fi pătruns printr-una din gurile actuale ale Deltei, distanţa de la guri nu ar fi depăşit 150 km. Problema a fost deslegată de geograful Slanar H., care a dovedit că armata persană pornind de la Istria (Istropolis), de pe ţărmul actualului

lac Razelm, a străbătut un braţ important al Deltei Dunării, care se vărsa în Marea Neagră în dreptul actualei guri a Buazului dinspre braţul Sf. Gheorghe. Dacă măsurăm distanţa pe această rută, constatăm că ea corespunde cu cea dată de Herodot!

Istoricul Polibiu (203—118 î.e.n.) semnalează în timpul călătoriei sale prin faţa gurilor Dunării existenţa unui banc de nisip de circa 1 000 de stadii (185 km) lungime, la o distanţă de o zi de la ţărm, iar geograful şi istoricul grec Strabo (circa 63 î.e.n. — circa 17 e.n.), vorbeşte în lucrarea sa *Geographia* şi despre Delta Dunării.

Naturalistul roman Pliniu cel Bătrîn (23—79 e.n.) în lucrarea sa *Historia naturalis* (în 37 de volume) ne-a lăsat date interesante referitoare la gurile de vărsare ale Dunării şi la scufundarea ţărmurilor Mării Negre şi Mării Marmara.

Informaţii preţioase ne-au rămas şi de la Claudiu Ptolemeu (90—160 e.n.), astronom şi geograf alexandrin, care a stabilit pentru prima dată coordonatele exacte ale diferitelor părţi ale Deltei întocmind şi o schiţă cartografică a ei.

Din antichitate ne-au rămas o serie de însemnări şi asupra altor rîuri de la noi, rîuri care în partea apuseană aveau denumiri mai mult latineşti, iar în cea de sud-est greceşti.

În timpul evului mediu şi în Principatele române se resimte o decădere a ştiinţelor. Periplele şi portulanele din această perioadă apar fără coordonate geografice şi sînt mai greşite decît vechile hărţi. Reţeaua hidrografică pe hărţi este reprezentată cu multe greşeli şi lipsuri. De exemplu, pe o hartă a Universului din 1076 care cuprinde şi zona teritoriului ţării noastre, Dunărea se varsă în Dardanele, iar pe o altă hartă, care se afla la British Museum, gura de vărsare a Dunării era în Marea Marmara.

APARIŢIA PRIMELOR HĂRŢI HIDROGRAFICE ŞI SINTEZE TERITORIALE DESCRIPTIVE ASUPRA APELOR

Perioada Renaşterii a dat un nou impuls dezvoltării ştiinţelor. În diferitele ţări ale Europei încep să se contureze în această etapă şi sarcinile care revin hidrologiei. Dr. Melhior foloseşte pentru întîia oară noţiunea de „hidrologie" în lucrarea sa despre apele naturii, apărută în anul 1694, iar Petru cel Mare, ţarul Rusiei, amplasează în 1703 prima miră hidrometrică în delta Nevei. Ea este urmată apoi de altele instalate pe Elba la Magdeburg (1728), pe Sena la Paris (1731) etc. Preocupări deosebite în observarea naturii au avut-o şi o serie de cărturari din ţara noastră.

Astfel, în această etapă se evidenţiază figura luminoasă a lui Dimitrie Cantemir, considerat şi primul geograf român, care a dat indicaţii — bazate pe un fundament ştiinţific — asupra hidrografiei Moldovei. În cartea sa *Descriptio Moldaviae*, apărută la începutul secolului al XVIII-lea, consacră un capitol aparte (Apele Moldovei) bogat în materiale documentare, rîurilor, lacurilor şi izvoarelor minerale din Moldova. Ca pe orice om de ştiinţă, curiozitatea îl determina să întreprindă o serie de observaţii, printre care şi primele aprecieri asupra aluviunilor în suspensie (comparînd apele Prutului şi Siretului). Dintre fenomenele hidrologice el sesizează

regimul Dunării pe afluenţi şi caracterizează foarte bine regimul lacului Brateş şi al fluviului Dunărea.

Harta Moldovei, întocmită şi editată de el la Berlin în anul 1737 este, de asemenea, o creaţie interesantă, preţioasă, cu mult mai apropiată de realitate decît alte lucrări de acest gen din acele vremuri. Tot în această perioadă (în 1700) apare la Padova şi harta Munteniei întocmită de stolnicul Cantacuzino.

Începînd cu secolul al XVI-lea apar hărţi hidrografice şi pentru partea vestică a ţării, iar din primele decenii ale secolului al XVIII-lea încep cartările hidrografice sistematice.

Dintre lucrările hidrotehnice mai importante ale secolului al XVIII-lea se evidenţiază cele referitoare la asanarea unor regiuni mlăştinoase din jurul Timişoarei şi începerea construirii Canalului Bega cu sistemele de compensare de la Hitiaş şi Coştei, după planurile lui Fremaut. În anul 1775 începe asanarea văii Dîmboviţei în jurul Bucureştiului prin construirea canalului de descongestionare spre rîul Sabar (sub domnia lui Al. Ypsilanti).

PERIOADA ORGANIZĂRII OBSERVAŢIILOR SISTEMATICE PE RÎURI

Secolul al XIX-lea se caracterizează prin începutul unor lucrări de asanare, de mare amploare, în zona de subsidenţă a Cîmpiei de Vest, unde existau frecvente inundaţii şi mlaştini întinse. Acum apar planurile de regularizare a Tisei precum şi primu vapor pe Dunăre al lui A. Bernhardt, în 1818. Aceste evenimente au urgentat amplasarea primelor posturi hidrometrice pe Dunăre şi pe sistemele din vestul ţării. Tot în această perioadă s-a prevăzut şi amenajarea sectorului defileelor Cazane-Porţile de Fier, executată în prima variantă între anii 1890 şi 1898. A început astfel şi instalarea primelor posturi hidrometrice pe Dunăre la Orşova (1838), Drencova (1854), Galaţi (1873), Baziaş şi Brăila (1874). Pe rîurile din Transilvania se amenajează 41 de posturi hidrometrice, dintre care 1 pe Tisa superioară, 5 pe Someş, 1 pe Barcău, 12 pe Crişuri, 8 pe Mureş, 6 pe Bega, 7 pe Timiş şi 1 pe Pogăniş, cu program de observaţii asupra variaţiilor de nivel. În anul 1892 sub conducerea ing. I. Péch se organizează şi Serviciul de anunţare a viiturilor pe Tisa şi afluenţii principali. Dintre posturile cele mai vechi instalate le cităm pe cele de la Radna (1853), Săvîrşin (1859), Arad (1861), Satu Mare (1868), Apahida (1877). Pentru conducerea activităţii de observaţii se organizează 8 servicii hidrografice: la Cluj (1881), Arad (1892), Braşov (1893), Timişoara (1896), Aiud (1897), Oradea (1899), Sibiu (1901) şi Sighet (1909). Cu scopul evaluării resurselor energetice din Transilvania, se efectuează şi un număr mare de măsurători de debite în timpul apelor mici, iar în anul 1905 Gh. Balş calculează, prin metode indirecte, debitele rîurilor din Oltenia, Muntenia şi Moldova.

Pe rîurile din sudul şi estul ţării posturi hidrometrice s-au înfiinţat după 1908 de către Direcţia generală a îmbunătăţirilor funciare din Ministerul Agriculturii. Datele au fost publicate, la început, sub forma hărţilor hidrografice zilnice, iar din 1925 apar Anuarele hidrografice sistematice cu date începînd din anul 1914. Primele posturi în această parte a ţării au fost amplasate pe Jiu la Podari, pe Olt la Slatina, pe Argeş la Budeşti, pe Ialo-

INSTITUTUL PEDAGOGIC DE 3 ANI CONSTANTA
BIBLIOTECA
Nr. inventar 57562

miţa la Coşereni şi pe Siret la Răcătău. După anul 1920 se conturează deja o reţea de observaţii bine închegată, dar deocamdată cu preocupări unilaterale; se făceau studii numai asupra variaţiilor de nivel.

Sfîrşitul secolului trecut şi primele decenii ale secolului nostru au marcat apariţia unor serii de lucrări, de mare valoare, în domeniul hidrologiei, hidrobiologiei şi studiului Dunării. În 1888 apare lucrarea lui I. Vidraşcu despre *Lunca Dunării şi regimul apelor ei*, iar în 1895 M. Drăghiceanu publică lucrarea *Studiu asupra hidrologiei apelor subterane*. În acelaşi timp Cucu Starostescu conturează posibilităţile de alimentare a oraşului Bucureşti printr-un colector subteran de la Bragadiru. În 1911 apare lucrarea lui G. M. Murgoci de generalizare teritorială a adîncimii apelor freatice din Bărăgan, însoţită de harta hidroizobatelor, iar Gh. Macovei publică lucrarea sa renumită despre apele subterane din Dobrogea (103). Din 1909 începe să apară seria lucrărilor lui Gr. Antipa, care în legătură cu condiţiile hidrobiologice ale luncii şi Deltei Dunării publică numeroase date hidrologice interesante.

PERIOADA DE ÎNCEPUT A STUDIERII SCURGERII RÎURILOR

După anul 1924, o dată cu începutul consolidării relative a capitalismului în România, se observă un avînt temporar a hidroenergeticii şi, paralel cu aceasta, un interes crescînd faţă de cunoaşterea regimului hidrologic al rîurilor de munte din ţara noastră. Pe lîngă seria hidrocentralelor mici construite pe Bîrzava, Sadu, Someşul Rece, Mureş etc., la începutul secolului se întocmesc studiile necesare pentru Ialomiţa, Prahova şi Tîrlung (Cr. Mateescu), se fac proiecte pentru amenajări hidroenergetice pe Bistriţa (D. Leonida), Sebeş şi Dunărea în defileu (D. Pavel) etc. Nefiind suficiente datele asupra variaţiilor de nivel, inginerii români încep şi măsurătorile de debite. D. Pavel instalează chiar şi un limnigraf pe Argeşul superior. Totodată ca urmare a solicitărilor tot mai intense pentru efectuarea de determinări volumetrice, Direcţia Generală a Apelor începe din anul 1927 măsurătorile de debite, efectuînd pînă în 1933 circa 239, mai ales pe Argeş şi Ialomiţa. După criza economică din 1933 aceste observaţii s-au făcut cu totul izolat.

Inginerii hidrotehnicieni îşi continuă studiile, iar R. Iacobi, pe baza numeroaselor măsurători efectuate pe rîurile din Transilvania, elaborează chiar şi o serie de formule de calcul (1933) pentru determinarea debitelor medii, maxime şi minime. În anul 1926 M. Sophian elaborează harta forţelor hidraulice din România, calculată pe baza debitelor minime—de etiaj, iar, în1929, D. Pavel publică lucrarea *Forţele hidraulice ale României*, în care dă valorile debitelor medii, într-un număr mare de puncte, pentru rîurile montane. Dezvoltînd mai departe această lucrare de bază, autorul propune numeroase soluţii de amenajări hidroenergetice în lucrarea publicată în 1936, sub titlul *Resursele energetice ale României*. Îndreptîndu-şi atenţia spre posibilitatea construirii hidrocentralei de la Porţile de Fier, D. Pavel calculează şi debitele zilnice ale Dunării la Orşova, începînd din anul 1838 pe care le publică în lucrarea *Hidrografia Dunării*, (1938). Ocupîndu-se de amenajarea pentru navigaţie a Deltei Dunării, Gr. Vasilescu publică în 1928 două lucrări de hidrologie foarte importante: *Debitul solid al Dunării*

și Înghețul Dunării și navigația sa maritimă. Dintre propunerile de amenajare a Luncii Dunării, din această perioadă, se evidențiază lucrarea lui Ionescu-Șișești: *Lunca Dunării și punerea ei în valoare*, (1933).

În aceeași perioadă geografii români s-au ocupat, în primul rînd, de studierea genezei și structurii rețelei hidrografice. Articolele publicate de geografii fizicieni dovedesc interesul crescînd față de problemele de hidrologie. Dintre acestea se remarcă articolele lui Iulian Rick despre *Regimul hidrologic al Moldovei și Bistriței*, (1932), al lui I. Gugiuman despre *Regimul hidrografic al Mureșului*, (1944), precum și o serie de sinteze cu privire la apele din România. Între acestea le amintim pe cele referitoare la clasificarea lacurilor după criterii de geneză a cuvetei lacustre a lui L. Lepși (1935), capitolul de hidrografie din cartea lui V. Mihăilescu, *România. Geografie fizică*, 1936, în care apare și prima schiță generală a izoliniilor coeficientului scurgerii medii, elaborată de Emm. de Martonne. Dintre lucrările cu caracter oceanografic, care afectează și țărmul românesc, amintim raportul Comisiei europene a Dunării din 1862 (Ch. Hartley), I. B. Spiedler și F. F. Vranghel (1890—91), studiile de o importanță deosebită întocmite de N. M. Knipovici (1933), *Marea Neagră* a lui Gr. Antipa (1941), sinteza despre curenții marini publicată de R. Ciocârdel (1937), *Oscilațiile de nivel ale apelor și bazinului Mării Negre în cuaternar* de C. Brătescu (1942). Despre Delta Dunării au scris o seamă de geografi români de renume ca: C. Brătescu, G. Vâlsan, I. G. Năstase s.a. În această etapă se simte însă lipsa unei concepții, a unor școli de hidrologie-hidrografie, care ar fi putut asigura o bază serioasă dezvoltării studiului apelor din țara noastră.

În timpul celui de al doilea război mondial s-a dezorganizat și rețeaua de observații, înregistrîndu-se întreruperi între 1940 și 1941 pentru Transilvania și în anul 1944 aproape pentru toate posturile hidrometrice din țară.

PERIOADA STUDIERII ȘI FOLOSIRII PLANIFICATE A RESURSELOR DE APĂ

La Conferința Națională a P.C.R. din 1945 s-a prevăzut, pentru prima dată în țara noastră, folosirea complexă a resurselor de apă, ca bogății naturale de mare valoare. În prima etapă, înainte de toate s-a preconizat utilizarea energiei hidroelectrice.

Acțiunea pregătitoare a electrificării țării are loc în primul an de economie planificată (1949), cînd se înființează secția de hidrografie pe lîngă I.S.P.E. din Ministerul energiei electrice. În cadrul acesteia se realizează într-un interval scurt de timp o rețea de posturi hidrometrice moderne pentru regiunile montane. Hotărîrile Plenarei C.C. al P.M.R. din 26 octombrie 1950 privind electrificarea țării expune un program vast pentru folosirea integrală a apelor. După aceasta, evenimentele se desfășoară rapid. În 1950 se transformă Direcția apelor în Direcția generală hidrometeorologică (D.G.H.) cu trei unități: Institutul meteorologic central (I.M.C.), Institutul pentru amenajarea cursurilor de apă (I.P.A.C.A.) și Sectorul hidrologic (S.H.). Aceste unități colaborează în cursul elaborării planurilor de amenajare integrală a principalelor sisteme fluviatile.

Sarcina principală a Sectorului hidrologic a fost reorganizarea și modernizarea rețelei hidrometrice. În prima etapă se selecționează posturile

după amplasamentul local, la un număr mare de posturi se introduce seria completă a observațiilor (măsurători de debite, studierea fenomenelor de îngheț, de temperatura apei, scurgerea solidă, hidrochimism), iar în etapa a doua se elaborează planul de amplasament general al viitoarei rețele de observații de stat pe baza unor principii strict științifice, cum este reprezentativitatea fizico-geografică. Astfel, observațiile se extind în toate unitățile fizico-geografice principale, ținîndu-se cont de zonalitatea altitudinală a fenomenelor hidrologice, de ariile de dominanță a diferitelor tipuri climatice, de răspîndirea teritorială a regiunilor carstice, grad de împădurire, condiții de adăpostire climatică (depresiuni intramontane), de gradul și felul de transformare de către om a mediului fizico-geografic. În cazul folosințelor de apă au fost înființate numeroase posturi hidrometrice de exploatare. Începînd cu anul 1956 în rețeaua de stat au fost incluse și rețelele departamentale (D.G.N.C., I.S.P.E., Ministerul agriculturii, silviculturii, transporturilor etc.). Se înființează, de asemenea, o rețea amplă pentru observarea regimului și bilanțului hidrologic al lacurilor și a Mării Negre. Cu anul 1958 începe organizarea unei rețele de observații hidrogeologice, în care se studiază variațiile de nivel ale apelor freatice. În multe puncte, posturile sînt amplasate în așa fel ca să se poată studia raportul între nivelul apelor freatice și nivelul apei de rîu. O parte din rețeaua posturilor hidrometrice cu perioade de observații mai îndelungate este reprezentată pe hărțile rețelei hidrografice.

Studierea și folosirea tot mai multilaterală a apelor impune înființarea unui organ de largă competență în domeniul hidrologiei, hidrotehnicii și de ameliorații cu sarcini de observare, studii, proiectare, avizare și parțial de executare de obiective hidrotehnice. În anul 1957 a luat naștere Comitetul de Stat al Apelor (în prezent desființat) care a funcționat pe lîngă Consiliul de Miniștri și care a cuprins între altele Direcția hidrometeorologică (cu probleme de organizare a rețelei de observații), Institutul meteorologic central și Institutul de studii și cercetări hidrotehnice (I.S.C.H.), cu sarcini multiple de cercetare (hidraulică, hidrometrie, hidrologie, oceanologie, hidrogeologie, gospodărirea apelor).

Se poate afirma fără exagerare, că în această perioadă au fost puse temeliile hidrologiei ca știință modernă în țara noastră. Metodele moderne de cercetare au fost introduse în toată sfera de interes pentru folosirea mai rațională a resurselor de apă. Prin noua reorganizare din 1970 a fost înființat Institutul de Meteorologie și Hidrolgoie de pe lîngă Ministrul Agriculturii, Industriei alimentare, Silviculturii și Apelor. Prin această soluție cercetările hidrologice ample din țara noastră și-au găsit și forma potrivită de organizare, care corespunde cerințelor zilelor noastre.

După anul 1953 s-a îmbunătățit în mod simțitor conținutul anuarelor hidrologice (din 1960 apar și cele de hidrogeologie și oceanologie), care în scurt timp ajung la nivelul mondial. Datele cu privire la fluviul Dunărea sînt publicate și în anuarele Comisiei Dunării, organ internațional, cu sediul la Budapesta. România participă și la desfășurarea Deceniului hidrologic internațional început în 1965, comunicîndu-se date de observații efectuate de 30 de posturi hidrometrice.

În perioada de după 1951, deci în decurs de 20 de ani, s-a desfășurat o intensă activitate de cercetare în domeniul hidrologiei și hidrografiei țării.

Cercetările cuprind toate domeniile din cadrul acestei ştiinţe, iar lucrările apărute au, în general, o valoare ştiinţifică ridicată. Unele dintre lucrări sînt cuprinse în bibliografia anexată, oglindind interesul în domeniul scurgerii medii, bilanţul hidrologic, sursele de alimentare ale rîurilor, tipurile de regim hidrologic, densitatea reţelei fluviatile, studiul viiturilor şi debitelor maxime, secarea rîurilor şi debitele minime, raionări hidrologice, hidrochimice, de scurgere solidă, de mobilitatea albiilor, regim termic şi de îngheţ, variabilitatea scurgerii în timp, studii asupra lacurilor, mlaştinilor, apelor subterane şi Mării Negre.

Dintre sintezele mai mari pot fi amintite: *Scurgerea medie specifică a rîurilor din R.P.R.* de C. Diaconu, D. Lăzărescu. I. Ujvári, S. Dumitrescu (1954), *Hidrografia R.P.R.* de I. Ujvári (1959), seria completă a monografiilor hidrologice pentru bazinele principalelor rîuri din R.S.R., întocmite de largi colective din cadrul I.S.C.H., (1962—1969), *Lacurile din R.P.R. Geneză şi regim hidrologic* de P. Gâştescu (1963), *Mlaştinile de turbă din R.P.R.* de E. Pop (1960), precum şi o serie de monografii de mare valoare, cum sînt: *Zona de vărsare a Dunării* (1963), întocmită de un colectiv româno-sovietic (A. A. Almazov, C. Bondar, C. Diaconu, V. Ghederim, V. N. Mihailov, P. Miţă, I. D. Nichiforov, I. A. Rai, U.A. Rodionov, S. Stănescu, V. Stănescu, R. F. Vaghin), monografia hidrologică *Dunărea între Baziaş şi Ceatal Izmail* (1967) (A. Avădanei, A. Braier, P. Gâştescu, E. Gruia, P. Miţă şi V. Stănescu), *Geografia văii Dunării româneşti* (1969),* *Contribuţii româneşti la studiul Mării Negre* (1966) (V. Chiriac, M. Băcescu, N. Bordeianu, J. Boisnard, C. Bondar, C. Cautiş, T. Gomoiu, V. Gomboşiu, A. Petran, E. Pora, I. Rădulescu, H. Skolka, M. Semenescu, Gh. Şerpoianu, R. Teodorescu-Leonte), *Studiul hidrogeologic de sinteză pentru teritoriul R.P.R* de colectivul CSA (1964) (R. Cădere, E Avramescu, G. Tomescu, M. Rădulescu, E. Roşescu). Studii fundamentale în privinţa apelor subterane din diferitele regiuni ale ţării au fost elaborate de E. Liteanu, P. Marosi, A. Pricăjan, A. Bandrabur, D. Slăvoacă ş.a. În timpul redactării prezentei lucrări a apărut sinteza vastă intitulată *Rîurile României* elaborată în Institutul de Meteorologie şi Hidrologie sub coordonarea lui C. Diaconu.

Printre primele lucrări de inventariere a folosinţelor de apă în agricultură a apărut, în 1962, *Hidroamelioraţiile din R.P.R.* (V. Blidaru, I. Georgescu, I. M. Gheorghiu şi D. Vlădescu). Deşi lucrarea este în prezent depăşită pentru unele regiuni din cauza acţiunilor de mare amploare întreprinse în ultimul timp în acest domeniu, ea reuşeşte să contureze eforturile deosebite făcute în trecut pentru punerea în slujba omului a apelor din ţara noastră şi să contureze viitorul. Date despre posibilităţile de gospodărire complexă a apelor se găsesc în unele lucrări ca cele ale lui J. Boisnard, A. Nissim, C. Pîrvulescu, Gr. Mateescu, I. Vladimirescu, M. Botzan, H. Ioaniţoaia, D. Ionescu-Siseşti, M. Podani I. Vaisman etc.

O problemă esenţială în această perioadă de dezvoltare rapidă a hidrologiei şi gospodăririi apelor o reprezintă formarea cadrelor de specialitate. După cum a dovedit practica, această sarcină nu se poate deocamdată rezolva într-un singur for de învăţămînt, deoarece ramurile fundamentale şi aplicative cuprinde o sferă foarte largă de preocupări, care necesită la

* Editată de un colectiv al Academiei R.S.R.

rîndul lor o specializare aprofundată de la caz la caz. Astfel, în domeniul meteorologiei și climatologiei lucrează geografi fizicieni, fizicieni, agronomi; în domeniul hidrologiei s-au dovedit ca reușite cadrele de geografi specializați în hidrologie (Cluj, București) și inginerii hidrotehnicieni; în domeniul gospodăririi apelor inginerii hidrotehnicieni, agronomi, silvicultori, geografi-hidrologi și geografi cu profil de geografie economică și aplicată.

În urma activității didactice au apărut un număr mare de tratate și cursuri universitare și pentru școlile superioare de hidrotehnică, hidroameliorații, hidrologie, unde se formează cadrele de tehnicieni. Din manualele tipărite merită să fie subliniate cursurile de *Hidrologie* (1956) elaborat de M. Constantinescu, M. Goldstein, V. Haram și alții, *Curs de hidrologie* de I. Vladimirescu (1962), *Hidrologie generală* (1962 și 1971) de T. Morariu, I. Pișota, I. Buta, *Rîuri, lacuri, mări* de I. Ujvári, (1962), *Hidrologie* (1965) de C. Diaconu și D. Lăzărescu, *Mările și oceanele Pămîntului* (1960 și 1967), de P. Bărbuneanu, *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată* (1966) de V. Tufescu, *Eroziunea pe versanți și în albiile rîurilor* (1967) de V. Băloiu, *Hidraulica* (1965) de O. Blaga și I. Panait, *Introducere în radiohidrologie* (1967) de E. Gașpar și M. Oncescu, *Hidrogeologia* (1952, 1957) de R. Ciocîrdel, *Hidrogeologie aplicată* (1953) de E. Liteanu etc.

CAPITOLUL II

Condițiile fizico-geografice actuale ale formării resurselor de apă în România

După cum este cunoscut, formarea și regimul resurselor de apă sînt determinate de condițiile fizico-geografice și geologice. Scurgerea superficială și cea subterană este influențată, în principal, de *condițiile climatice* la care se adaugă și alți factori secundari cum sînt: relieful, solul cu scoarța de alterare, structura geologică, vegetația și activitatea umană. După aprecierile generale, factorii climatici au un rol determinant, efectul lor asupra apelor superficiale ajungînd la un procentaj de 80—90%. În cazurile azonale însă acest efect scade, (de exemplu, în regiunile carstice se reduc pierderile prin evapo-transpirație). În cazul apelor subterane scade influența factorilor climatici, și în general a celor geografici, o dată cu creșterea adîncimii resurselor de apă. Tot în această direcție se reduce și intensitatea schimbului anual al resurselor pînă la gradul de stagnare relativă (apele fosile, de zăcămînt).

CONDIȚIILE CLIMATICE ALE FORMĂRII RESURSELOR DE APĂ

Dintre factorii meteo-climatici, *precipitațiile* asigură posibilitatea completării resurselor de apă, iar *potențialul evaporației*, pierderile din bilanțul hidrologic. Unde valorile medii ale precipitațiilor anuale depășesc pe cele ale evaporației potențiale (regiunile carpatice din țara noastră), se observă un permanent exces de umiditate, iar unde ele rămîn mai mici, apare un deficit de umiditate care duce la conturarea zonelor secetoase (regiunile pericarpatice cu altitudine mică). Desigur, în variațiile ciclului anual, perioadele umede alternează cu cele secetoase, însă durata și efectul perioadelor cu deficit de umiditate scade cu altitudinea, cu gradul de depășire a evaporației potențiale de către precipitații.

Umezeala, ce completează rezervele momentane de apă din țara noastră, provine mai ales dinspre Oceanul Atlantic și Marea Mediterană (circa 80%), iar o parte se formează și în urma circuitului local (restul de circa 20%). Astfel, este normal ca versanții montani expuși direct spre centrele de proveniență a vaporilor de apă să fie mai bogat umeziți și să se dezvolte și o *zonalitate meridională* a gradului de umezire a diferitelor regiuni naturale. În vestul țării, de exemplu, cantitatea medie a precipitațiilor la aceeași altitudine depășește cu circa 20—50% pe cele din est. *Zonalitatea latitudinală* se resimte și ea în cantitatea precipitațiilor și a evapo-transpirației.

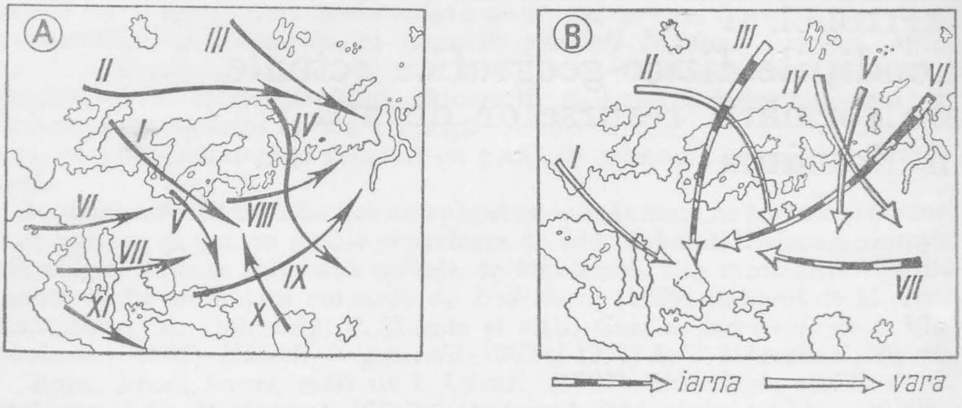


Fig. 1. Schițele traiectoriilor ciclonale (A) și anticiclonale (B) în Europa (după O.G.Kirceak și A.S. Zverev).

În primul caz aceasta duce la creșteri de ordinul a 10—20%, iar în al doilea caz la scăderi de 10—15%.

Clima țării noastre este moderat-continentală, ceea ce înseamnă că excesivitățile climei continentale sînt moderate de masele de aer oceanic, mai umede, sosite din vest și sud. Ciclonii care străbat România au o frecvență maximă dinspre Oceanul Atlantic, ei contribuind la ridicarea temperaturilor iarna și la scăderea lor în perioada de vară. Ciclonii subtropicali (mediteraneeni) contribuie mai ales, la ridicarea temperaturilor și precipitațiilor din perioada de iarnă.

Carpații au un efect puternic și multilateral asupra circulației atmosferice de la noi. Acest baraj natural înalt de 1 000—2 500 m formează un adevărat obstacol în fața maselor de aer în deplasare, producînd astfel și o compartimentare naturală a teritoriului țării. În urma efectului de baraj al Carpaților, se modifică traiectoriile ciclonilor și dezvoltarea lor normală. Ciclonii mobili deseori se despletesc la trecerea crestelor montane, adunîndu-se din nou în zona adăpostită. În acest timp, în interiorul maselor de aer în ascensiune apare răcirea adiabatică, ce duce la formarea precipitațiilor în munți, uneori chiar și din masele de aer care pe Cîmpia Panonică sau Cîmpia Română s-au dovedit inactive. În zona de descendență (în general versanții expuși spre est) din cauza încălzirii catabatice umezirea este mult mai redusă, crescînd în schimb valorile evapotranspirației.

Umezirea cea mai accentuată a teritoriului țării se produce pe traiectoriile ciclonale I, V și VI, VII, IX (fig. 1A). Masele de aer de pe traiectoria I asigură cantități importante de precipitații la începutul verii (mai, iunie, iulie), iar cele din ramura V mai ales în iulie-august, afectînd în mod deosebit nordul țării. Precipitațiile din restul cicloanelor (traiectoriile VI, VII, IX) asigură unele cantități de precipitații toamna și iarna în vestul și sudul țării.

Perioadele cele mai secetoase apar în două etape: iarna și la sfîrșitul verii – toamna. Ele se datoresc instalării unor stări anticiclonale. Traiectoriile acestora pot fi urmărite în fig. 1B. Cele sosite pe traiectoria VII provin din zona presiunilor maxime de iarnă care are loc în centrul continentu-

lui Eurasiatic, ,,axa lui Voekov'' prelungindu-se în mod normal pînă în nordul țării noastre. În timpul acțiunii acestor mase de aer temperatura aerului scade la valori minime, iar în Moldova și estul Cîmpiei Române suflă vîntul puternic, cunoscut sub denumirea de ,,Crivăț''. El pătrunde și în Depresiunea Trei-Scaune (Brașov), uneori și în cea a Ciucurilor, producînd ierni de tip continental, geroase, cu cer senin, rîurile fiind acoperite repede cu o crustă groasă de gheață. Multe dintre pîraie seacă. Invazia maselor de aer rece acoperă deseori tot teritoriul țării, însă frecvența iernilor continentale este mai redusă la vest de Carpați.

Pe traiectoria I se instalează, de obicei, anticiclonul azoric la sfîrșitul perioadei calde. Prezența lui aduce o arșiță îndelungată, cu lipsa ploilor de durată, observîndu-se în schimb ploi convective de mare intensitate, mai ales, la începutul perioadei. În cazul unei lungi persistențe, precipitațiile pot lipsi aproape cu totul timp de 50—100 de zile. Desigur, resursele de apă în aceste perioade scad foarte mult și rîuri destul de însemnate seacă.

Această compartimentare climatică are influență directă asupra tuturor elementelor climei și asupra factorilor hidrologici în diferitele părți ale țării. La est de Carpați (în Moldova) întîlnim toate semnele particulare climei *provinciei est-europene*, cu contraste termice mari, cu scăderea umidității climei spre est. La vest de Carpați, în schimb, domină elementele specifice *climei provinciei central-europene* cu fond climatic continental dar cu influență oceanică dublă (atlantică+mediterană). Clima Bazinului Transilvaniei, a Munteniei și Dobrogei poartă semnele unei tranziții evidente între cele două provincii climatice. Există totuși o diferență între ele: la vest de Carpați influența climei atlantice este mai pronunțată decît în sudul țării. Provincia climei sud-europene se impune în Dobrogea și în Muntenia prin moderarea climei de iarnă și apariția temporară a topirilor de zăpadă.

Efectul Mării Negre asupra climei țării se reduce la o fîșie îngustă, litorală, cu precipitații reduse (350—400 mm/an). Aceasta se datorește în primul rînd faptului că circulația atmosferică dominantă și aici este cea vestică. Vaporii de apă proveniți de la suprafața Mării Negre sînt transportați astfel spre est, unde la poalele vestice ale Caucazului contribuie la formarea unor zone cu precipitații deosebit de abundente (1 000—4 000 mm/an). Este în schimb importantă condensația apei în solurile din Dobrogea, provenită în bună parte din umiditatea Mării Negre. Aceasta are influență asupra umidității solului și probabil asupra resurselor de ape freatice.

Zonele de umiditate din România se conturează în funcție de precipitații și condițiile termo-energetice ale peisajelor. Dintre legile de bază ale repartiției teritoriale sublinien: efectul zonalității verticale, al expoziției versanților față de circulația vestică și scăderea umidității de la vest la est o dată cu creșterea continentalității.

Pentru teritoriul țării noastre au fost studiate indicele de umiditate al lui Emm. de Martonne, Selianinov, Selianinov—Budîco și raportul dintre potențialul evaporației și precipitații. Variantele actuale au fost studiate pe baza unui șir de observații, efectuate timp de 55 de ani, asupra precipitațiilor, iar potențialul evaporației (v. fig. 2) pe baza metodei Braslavsky—Vikulina.

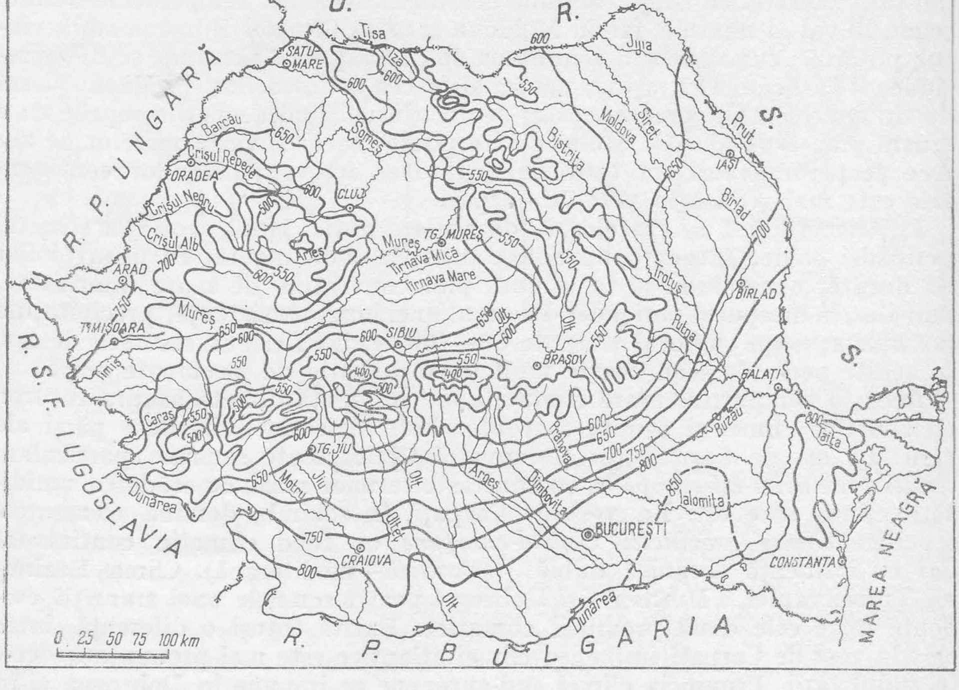


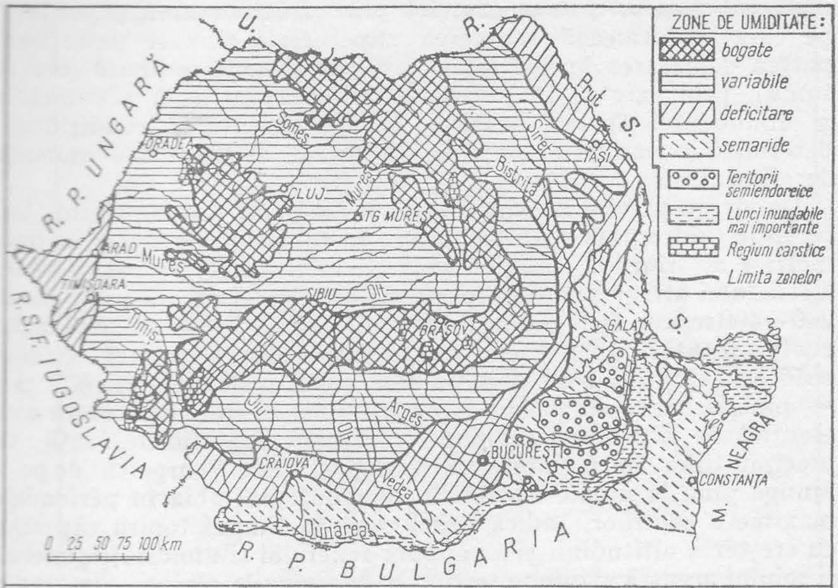
Fig. 2. Evaporaţia de la suprafaţa apei (potenţialul evaporaţiei); (după I. Ujvári şi P. Gâştescu).

Din analizele care au urmat, au fost stabilite corelaţiile strînse ce există între zonele de umiditate ale ţării şi tipurile de bilanţ hidrologic (v. fig. 3). Zonele principale de umiditate din ţara noastră sînt: *zona cu umiditate deficitară*, cu *umiditate variabilă* (zona subumedă), cu *umiditate bogată* şi *cu umiditate excesivă*.

În zonele cu umiditate deficitară (pînă la semiariditate) se extind regiunile de stepă şi cele de tranziţie spre silvostepă. Potenţialul evaporaţiei depăşeşte 700 mm/an, fiind mai mare cu 20 pînă la 100% decît cantitatea precipitaţiilor. În circa 30 pînă la 60 de ani din 100 se resimt efectele dăunătoare ale secetei asupra producţiei agricole, cînd şi apele sînt foarte scăzute. Se impune o irigare a terenurilor în medie cu 250—400 mm strat de apă anual.

În zona umidităţii variabile (sau subumedă) există un număr mare de ani cu umiditate bogată, care însă alternează cu cei cu umiditate deficitară, fenomen caracteristic silvostepei şi zonei pădurilor de foioase. Anii secetoşi, în care se impun irigaţii substanţiale ajung de la 10 pînă la 40 din 100. Normele medii de irigaţii sînt, în general, sub 250 mm/an. Rîurile nu au scurgere bogată dar, cu excepţia piemonturilor, au debite în tot timpul anului. Secarea pîraielor este frecventă.

În zonele cu umiditate bogată şi excesivă observăm gradienţi ridicaţi ai coeficientului de umiditate. Ei sînt caracteristici pentru regiunile carpatice, unde precipitaţiile depăşesc evaporaţia potenţială cu 10 pînă la 50%. Aceasta ne semnalează prezenţa unor perioade scurte de secetă, care se



SIMBOL	ZONĂ DE UMIDITATE	INDICE DE ARIDIT. $\frac{E_0}{X_0}$	VALORI CARACTERISTICE ALE COMPONENȚILOR BILANȚULUI HIDROLOGIC							
			X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	η_0 –	S_0 (mm)	U_0 (mm)	W_0 (mm)	K_z –
UB	Umiditate bogată	<0,8	700–1600	200–1400	200–510	0,25–0,90	150–900	50–500	580–700	0,50–0,90
UV	Umiditate variabilă (subumedă)	0,8–1,2	500–800	30–300	500–600	0,10–0,30	25–250	10–150	450–650	0,80–0,99
UD	Umiditate deficitară	1,2–1,5	475–550	20–50	450–510	0,05–0,10	15–40	5–10	450–530	>0,97
SA	Semiaridă (stepă)	1,5–2,5	350–500	5–25	350–475	<0,05	0–20	<10	350–500	<0,99

Fig. 3. Zonele principale de umiditate din România (I. Ujvári)

reduc o dată cu creșterea altitudinii, corespunzînd zonei 'acumulărilor persistente a umidității, cu procese percolative aproape permanente.

Pentru caracterizarea sumară a elementelor climatice, se anexează un tabel de sinteză cu valorile caracteristice ale acestora pe unitățile climatice principale (v. tabelul din fig. 3). Din aceste materiale se pot urmări bine legile mai sus schițate, iar unele caracteristici de detaliu cu privire la legile de repartiție teritorială a elementelor climatice, se expun și în capitolele cu bilanțul și regimul hidrologic.

INFLUENȚA RELIEFULUI

Se poate afirma, că pe suprafața țării noastre repartiția teritorială a abundenței scurgerii este influențată în primul rînd de varietatea mare a reliefului. Această influență are un caracter dublu și anume: există o

influență directă, care se exercită prin fragmentarea și pantele reliefului, pe care se formează scurgerea superficială și care determină în bună partea deplasarea apelor freatice, și o *influență indirectă* (cea mai importantă), prin care se realizează zonalitatea verticală a climei, a scurgerii și abundenței apelor freatice. Compartimentarea condițiilor climatice, determină o varietate teritorială deosebit de mare a abundenței surselor de alimentare.

Datele cu privire la *panta medie a reliefului* din cuprinsul bazinelor de recepție (hidrografice) sînt cuprinse în tabelele referitoare la datele morfometrice ale rîurilor. De aici reise că, în regiunile carpatice căderea medie a reliefului atinge valori de peste 550 m/km, cele obișnuite fiind în jur de 200—400 m/km. În regiunile de dealuri ea scade la 80—200 m/km, iar în cîmpii cu fragmentări diferite ea variază între 5 și 60 m/km. Aceasta explică scăderea treptată a intensității drenajului apelor superficiale și subterane — pînă la limita stagnării — de la munte la cîmpie. Aceasta ajută în mod esențial la atrofierea regimului scurgerii superficiale, față de regimul precipitațiilor în regiunile de cîmpie, unde scurgerea de pe interfluvii ajunge pînă la albiile rîurilor în mod integral abia în perioadele umezirii maxime a solurilor, adică primăvara, în timpul topirii zăpezilor. O dată cu creșterea altitudinii și a pantelor reliefului și umidității generale a climei și solului această atrofiere scade, iar în regiunile alpine scurgerea urmărește aproape fidel regimul termic și al precipitațiilor.

Configurația reliefului influențează în mare măsură redistribuirea teritorială a rezervelor de zăpadă. Astfel, în zonele alpine, în fundul circurilor glaciare zăpada se acumulează în cantități imense pe cale eoliană și prin formarea avalanșelor. În regiunile de dealuri și de cîmpie zăpada transportată de vînt se acumulează în formele negative ale reliefului (organisme torențiale, crovuri, diferite forme erozionale vechi). Tot în aceste forme negative ale reliefului se observă și întîrzierea maximă a topirii zăpezilor și scurgerea cea mai intensă în timpul ploilor.

INFLUENȚA VEGETAȚIEI

Din întregul teritoriu al țării noastre pădurile ocupă circa 27%, pășunile 22%, iar restul de 51% revine suprafețelor agricole. Fiind cunoscută influența pe care o exercită vegetația asupra formelor de apariție a apelor, ne vom opri pe scurt asupra diferitelor aspecte.

Este știut faptul, că această influență se prezintă sub două aspecte: pe de o parte vegetația (mai ales cea arborescentă) contribuie la geneza unor structuri de sol mult mai afînat decît în locurile libere, prin aceasta mărindu-se permeabilitatea diferitelor tipuri de sol, pe de altă parte, pe lîngă această influență indirectă se manifestă și influența sa directă, dinamică, asupra rezistenței solurilor la eroziune. În regiunile împădurite unde apare și litiera formată din frunzișurile căzute, împletirea sistemelor de rădăcini duce la creșterea rezistenței suprafeței solului la eroziune, la înlesnirea infiltrațiilor și la menținerea umidității în sol.

Fondul forestier principal al țării noastre se găsește în regiunile carpatice, unde densitatea maximă a pădurilor se află în jurul altitudinilor de 900—1 400 m. La altitudini mai mari rărirea relativă a pădurilor se datoreș-

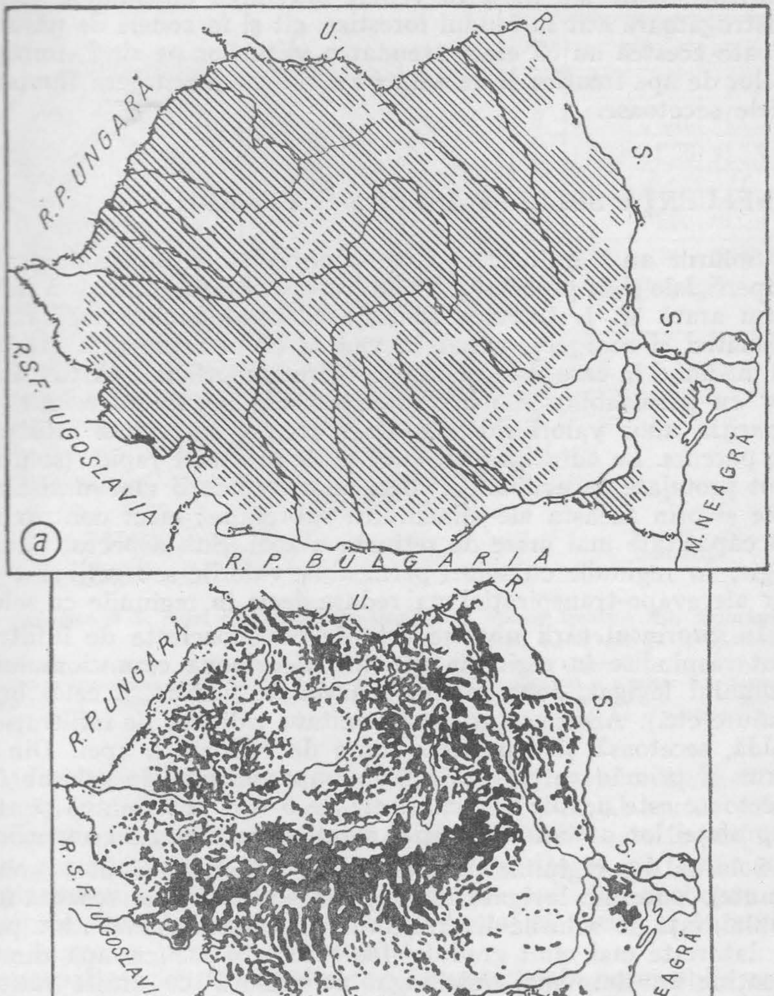


Fig. 4. Răspîndirea vegetaţiei în trecut: *a.* cu circa 2000 de ani în urmă şi *b.* în prezent. (în *România după I. Conea, I. Velcea*).

te factorilor climatici (zona păşunilor alpine se află în general la peste 1 700—1 800 m), iar la altitudini mai mici, pe lîngă factorii naturali, au intervenit şi exploatările forestiere neraţionale din trecut care şi-au lăsat amprenta. Limitele actuale ale pădurilor (fig. 4) sînt dictate în regiunile joase, mai ales de interesele economiei naţionale, resimţindu-se în incinta fondului forestier o gospodărire chibzuită : locurile exploatărilor sînt completate succesiv prin replantări.

În perioada refacerii fondului forestier, între 1950 şi 1963 s-au reîmpădurit 1 090 411 ha, din care 91 484 ha pe terenuri degradate. Prin reîmpă-

duririle făcute s-a avut în vedere stăvilirea eroziunii şi reţinerea apelor distrugătoare atît în fondul forestier, cît şi în zonele de păşunat şi agricol. Toate acestea au ca efect atenuarea viiturilor pe rîuri, îmbogăţirea rezervelor de ape freatice şi de adîncime, ridicarea scurgerii fluviatile în perioadele secetoase.

INFLUENŢA SOLULUI ASUPRA SCURGERII

Solurile au o influenţă foarte importantă în procesul formării scurgerii superficiale şi în procesul alimentării apelor subterane prin infiltraţii. După cum arată M. I. Lvovici, solul joacă rolul de intermediar între factorii climatici şi scurgere, avînd în vedere că el reprezintă stratul superficial al mediului în care se formează scurgerea superficială. Astfel, în cazul solurilor cu permeabilitate mare, precipitaţiile bogate nu asigură întotdeauna apariţia unor valori ridicate ale scurgerii din cauza infiltraţiilor rapide pe parcurs. La adîncimi mai mari apele infiltrate rapid (solurile nisipoase) sînt protejate de evaporaţie, deci apar fluctuaţii mai mari ale apelor freatice şi prin aceasta ale alimentării subterane; efect contrar îl au solurile cu capacitate mai mare de reţinere a apei. Sub aspectul bilanţului hidrologic, în regiunile cu soluri permeabile valorile scurgerii sînt mai ridicate, iar ale evapo-transpiraţiei mai reduse decît în regiunile cu soluri argiloase.

În cuprinsul ţării noastre solurile cu capacitate de infiltraţie ridicată sînt răspîndite în regiunile pericarpatice (zona cernoziomului şi a cernoziomului levigat, zona solului cenuşiu de pădure, a celui brun-roşcat de pădure etc.). Aceste soluri au capacitate ridicată de infiltraţie în perioada caldă, secetoasă, şi capacitate mare de reţinere a apei. Din acest motiv iarna şi primăvara ele devin slab impermeabile, în schimb în perioadele secetoase este nevoie de o cantitate de 5—15 mm de apă pentru saturarea suprafeţei lor necesară apariţiei momentului scurgerii superficiale.

Solurile din regiunile de munte (ale pajiştilor alpine, soluri brune de munte), puternic levigate, au o permeabilitate mai scăzută în tot timpul anului, faţă de solurile din regiunile pericarpatice. Slaba lor permeabilitate se datoreşte mai mult gradului înalt de saturare cu apă din sol, care se menţine un timp mai îndelungat pe măsură ce creşte altitudinea (ape capilare, higroscopice etc.). Umiditatea excedentară a solurilor de munte asigură, totodată, o infiltraţie aproape continuă a apelor freatice spre rîuri şi deci o alimentare bogată a lor pe cale subterană.

CONDIŢIILE GEOLOGICE ALE FORMĂRII APELOR SUBTERANE ŞI SUPERFICIALE

Înţelegînd sub noţiunea condiţiilor geologice particularităţile rocilor de bază aflate în majoritatea cazurilor sub pătura de sol, sub scoarţa de alterare, admitem de fapt importanţa influenţei lor mai ales asupra apelor subterane. Scurgerea superficială este deci influenţată de factorii geologici în mod direct pe suprafeţe foarte reduse. Detaliile cu privire la structura geologică a ţării sînt tratate la capitolul consacrat apelor subterane.

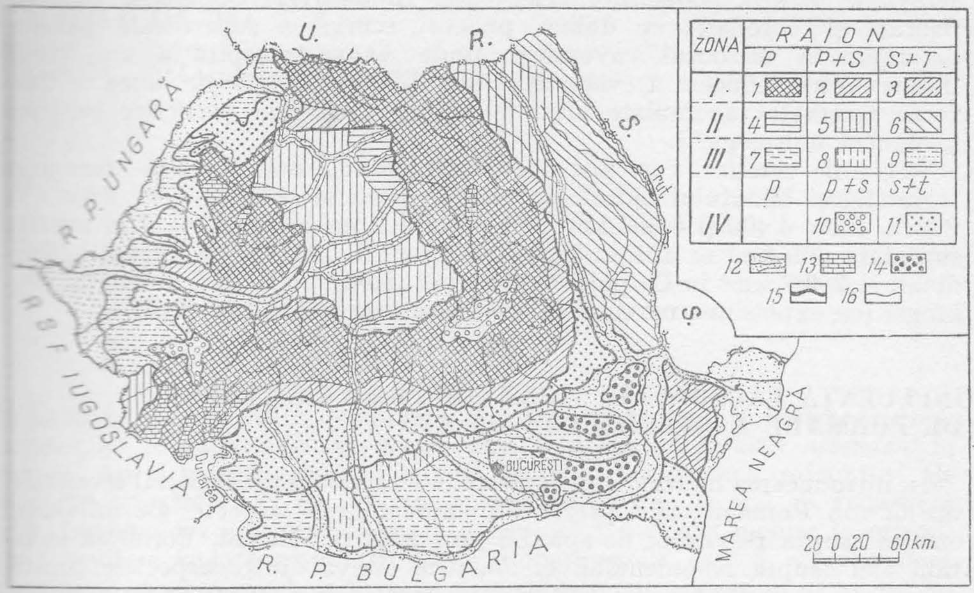


Fig. 5. Condiţiile geologice şi de relief ale intensităţii drenajului apelor freatice din România (după I. Ujvári şi P. Marosi).

Zonele: *I.* Drenări intensive r. 1, 2, 3); *II.* Drenări adînci (r. 4, 5, 6); *III.* Drenări încetinite (r. 7, 8, 9); *IV.* Pierderea apelor din rîuri la alimentarea apelor freatice (r. 10, 11); Alimentarea subterană a rîurilor: *p* = permanentă; *s* = semipermanentă; *t* = temporară; 12 = lunci; 13 = carst; 14 = teritorii semiendoreice; 15 = limită de zonă; 16 = limită de raion.

Din punct de vedere hidrologic o expresie globală foarte valoroasă a factorilor geologici şi de relief este condiţia de drenaj local al apelor subterane de către reţeaua fluviatilă. Ea, după cum s-a dovedit, este în strînsă corelaţie atît cu permeabilitatea rocilor de bază, cu fisuritatea, cu tectonica, cît şi cu energia reliefului. În fig. 5 sînt prezentate unităţile litologice şi de relief principale, care determină tipurile de drenaj al apelor şi cursurilor de rîuri cu scurgerea permanentă diferită.

În regiunile carpatice, constituite din roci fisurate, slab permeabile sau impermeabile, există un *drenaj intens* al apelor superficiale, deluviale şi de fisuraţie. Permanenţa scurgerii depinde de completarea stocului de apă scurs (I. 1,2).

În regiunile piemontane, cu afundarea pronunţată a apelor subterane, reţeaua rîurilor nu poate intersecta nivelul freatic din care cauză seacă frecvent (IV. 10,11). Aceasta are relaţie directă şi cu geneza apelor subterane, aflate în *aria pierderii* permanente a apelor superficiale.

În regiunile de podiş, cu roci permeabile în alternaţă cu cele impermeabile, intersectate adînc de reţeaua fluviatilă, se formează condiţiile *drenajului adînc* (II. 4,5,6).

În regiunile de cîmpie, cu ape freatice situate în jurul nivelului rîurilor, *drenajul este încetinit* şi procesele hidrologice se petrec, mai ales, pe verticală (III. 7,8,9).

Dintre formaţiunile geologice, influenţă hidrologică deosebită le au calcarele carstificate, diaclazate, fie în poziţie suspendată (cu drenaj in-

tens), fie în aria podișurilor calcaroase. În masivele calcaroase puternic fisurate și corodate, cu doline, polieuri, scurgerea superficială pătrunde rapid în orizontul cavernicol unde evapo-transpirația are valori infime. Orice reducere a evaporației din bilanțul hidrologic, duce la creșterea rezervelor acumulate, deci la mărirea scurgerii periferice (v. cap. „Bilanțul hidrologic").

Regiunile carstice, care pot avea local un rol hotărîtor în formarea regimului și bilanțului hidrologic ocupă, după M. Bleahu, Th. Rusu, V. Sencu, între 4 400 și 4 602 km² pe teritoriul României (8, 214). Din această suprafață 809 km² se află în Carpații Orientali, 724 km² în Carpații Meridinali și 2 467 km² în Carpații Occidentali. Menționăm încă și carstul Dobrogei (cu extensiune maximă în sud) care ocupă 602 km² (214).

INFLUENȚA FACTORULUI UMAN ASUPRA CONDIȚIILOR DE FORMARE A RESURSELOR DE APĂ

În introducerea lucrării și în capitolul consacrat în mod special economiei apelor din România, sînt prezentate numeroasele aspecte ale influenței omului asupra resurselor de apă din țara noastră. Nici nu dorim să insistăm aici asupra fenomenului, ci amintim cîteva dintre aspectele principale. Astfel, dintre modificările de fond menționăm faptul că în regiunile agricole, după cooperativizarea agriculturii, a fost introdusă agrotehnica modernă pe mai bine de 60% din total, element ce a determinat reducerea scurgerii superficiale, improductive, spre rîuri (probabil în jur de 8—9%). Reducerea debitelor de vară — datorită irigațiilor — este un fenomen specific cîmpiilor. Numeroase măsuri agrotehnice de deviere a cursurilor unor ape, servesc pentru dirijarea apelor disponibile spre regiuni mai secetoase. Lucrări vaste de desecări au modificat condițiile hidraulice ale apelor curgătoare din lunci și în special în lunca Dunării. Se extind pe scară largă lucrările de retenție în munți etc. Dezvoltarea într-un ritm susținut a industriei și agriculturii din țara noastră atrage după sine uniformizarea tot mai accentuată a regimului apelor în timp și pe teritoriu.

CAPITOLUL III

Apele subterane

Deobicei, în literatura de specialitate, apele subterane se divizează după natura lor hidraulică în *ape descendente* şi în ape cu *caracter ascendent* în foraje. Apele primei categorii se află localizate în primele orizonturi ale scoarţei terestre şi au un schimb intens de resurse de apă cu atmosfera şi hidrosfera, iar cele din categoria a doua sînt deobicei închise în orizonturi acvifere izolate prin orizonturi impermeabile, adică se consideră *captive*. Ca geneză, apele subterane descendente iau naştere în urma circuitului actual al apelor (în ciclu anual), iar cele de adîncime pot avea un ciclu de reînnoire multianual, multisecular sau chiar în perioade geologice, cum este de exemplu cazul apelor subterane fosile, veterice, de zăcămînt; în cazul proceselor postvulcanice am putea identifica şi unele resurse de ape juvenile.

În categoria *apelor descendente* se pot separa: *apele freatice* din primul orizont acvifer cu resurse permanente, a căror arie de alimentare corespunde cu aria de răspîndire teritorială; *apele suprafreatice* sau *epidermice* acumulate temporar în zona de aeraţie aflată deasupra stratului freactic; *apele captive descendente*, rezultate prin deschiderea stratului captiv de eroziunea fluviatilă de adîncime. Aria lor de răspîndire teritorială nu coincide cu aria de alimentare (capetele de strat).

Apele ascendente pot fi arteziene sau subarteziene în funcţie de poziţia nivelului piezometric faţă de relieful suprafeţei terestre.

APELE FREATICE ŞI CELE CAPTIVE DESCENDENTE

Mai mult cu scop de sistematizare şi de descriere, în ultimul timp au apărut o serie de studii referitoare la raionarea apelor freatice. Ele diferă oarecum între ele datorită principiilor diferite adoptate de autori la separarea unităţilor taxonomice.

Prima raionare elaborată de I. Ujvári, P. Coteţ, şi E. Roşescu (1959) a avut la bază criterii complexe. Condiţiile climatice au fost considerate drept ca fond general prin identificarea zonelor cu umiditate bogată, variabilă şi deficitară. Peste acestea s-au conturat regiunile cu diferite condiţii de drenaj (intens în munţi, adînc în podişuri, slab în cîmpii şi cu

pierderi în piemont). Raioanele au fost divizate pe bază de litologie și morfostructură.

Restul raionărilor, elaborate de H. Ioanițoaia (1962) și C. Tomescu, M. Rădulescu (1964), au fost făcute pe criterii aproape exclusiv reliefale (de exemplu „Regiunea hidrogeologică corespunzătoare zonei de munte" sau „Raionul corespunzător podișurilor structurale" etc.) precum și litologice (corespunzător șisturilor cristaline etc.).

Avînd în vedere caracterul oarecum asemănător al principiilor adoptate, autorii celor trei raionări ajung la separarea unor unități care se aseamănă în linii mari.

Tratarea problemelor apelor freatice în cele ce urmează se va face pe baza raionării hidrogeologice elaborate de I. Ujvári și P. Marosi (1969). Caracteristica principală a acestei raionări constă în clarificarea subordonării legice ale unităților taxonomice, a conținutului lor la nivelul cunoștințelor noastre actuale. Între altele, în această raionare se constată că pe teritoriul țării noastre *zona hidrogeologică* în înțelesul integru al cuvîntului se poate identifica doar insular în regiunile de platformă, unde influența Carpaților ca unități azonale nu-și lasă amprente prea puternice, în Podișul Moldovei, în Podișul Transilvaniei și sudul Cîmpiei Române.

După cum este cunoscut, prezența lanțului carpatic întrerupe zonalitatea clasică, continentală, hidrogeologică (determinată de Ilin și Lange) el fiind un adevărat acumulator de umiditate care distribuie un aflux de ape spre regiunile joase, periferice. Astfel, zonele largi piemontane (mai ales în sudul și vestul țării) conțin rezerve de ape freatice mult mai mari decît s-ar putea forma local și acestea se transmit în parte și cîmpiilor. Afluxul puternic de ape sosit mai ales prin cursurile rîurilor din care se produc infiltrații laterale ridică, de exemplu, nivelul apelor freatice în Cîmpia de Vest pînă în apropiere de suprafața terenului, iar în Cîmpia Română, în lungul văilor, apar numeroase izvoare care marchează o zonă puternică de efilare. În avanzona cotului carpatic unde subsidența este cea mai accentuată apare, de asemenea, fîșia de cîmpie de divagare cu ape freatice apropiate de suprafață. Ea se continuă de fapt și spre Cîmpia Rîmnicului și a Bărăganului central și de nord, unde se afundă treptat sub depozite loessoide.

Podișul Transilvaniei are caractere care ar corespunde zonalității continentale, hidrogeologice, însă el se află în condiții climatice mai umede din cauza poziției amintite.

Pe harta raionării apelor freatice (fig. 6) apare termenul de „arie", în înțeles hidrochimic, intim legat de condițiile de umiditate în care se acumulează sau se îndepărtează sărurile din sol prin spălare, levigare naturală. Pe teritoriul țării noastre au fost identificate de N. Florea ariile sărăturilor continentale (52) care au caracter carbonatic în Cîmpia de Vest, cloruric în estul Cîmpiei Române și sulfatic în Podișul Moldovei. Studiul apelor freatice a dovedit însă că tendința de salinizare a apelor freatice este mult mai largă decît cea a solurilor. În Cîmpia Transilvaniei, de exemplu, apele hidrocarbonatate au deseori concentrații de peste 1 g/l, iar pe alocuri apar și apele sulfatate cu mineralizări mult mai mari, nu numai în văi ci și pe interfluvii. Aceeași situație se observă și în Cîmpia Moldovei, Cîmpia de Vest, Cîmpia Română, Dobrogea etc. deci în regiunile unde cantitatea anuală a precipitațiilor rămâne sub valoarea potențialului eva-

rației. Această arie a fost denumită de P. Marosi *„zonă a ciclului de mineralizare continentală"* (în sensul terminologiei raionării lui Kamenski). *Aria ciclului de levigare* coincide cu zona umidității excedentare din țara noastră, deci cuprinde regiunile carpatice. Aici din cauza intensității mari a schimbului resurselor de apă prin levigare, se îndepărtează ușor sărurile de NaCl, $MgSO_4$ și rămîn în bază cele de $CaHCO_3$ cu o mineralizare uneori foarte redusă (pînă sub 50 mg/l).

Avînd în vedere aceste particularități specifice ale teritoriului țării noastre ca unitate mare, primordială, a fost aleasă *macroregiunea apelor freatice*, care cuprinde unitățile tectonice principale: orogenul carpatic (A), depresiunile, podișurile și bazinele intercarpatice (B) și extracarpatice (C). *Regiunile* sînt unitățile tectono-structurale din interiorul macroregiunilor în care apele freatice au caractere specifice, iar *raioanele* sînt separate în funcție de condițiile morfo-structurale de cantonare a apelor freatice. În macroregiunea orogenului carpatic sînt separate unitățile principale ale Carpaților ca *regiuni* hidrogeologice, iar în interiorul lor *subraioanele* pe baza condițiilor litologice.

Menționăm, că teritoriile macroregiunilor B și C se află în condiții climatice diferite (central-european, respectiv est-european) ceea ce se reflectă atît în abundența rezervelor de ape freatice, cît și în regimul lor. Aceste diferențe se oglindesc foarte bine în studiul scurgerii minime a rîurilor (v. fig. 38) unde se evidențiază abundența mai mare a apelor freatice în restul țării decît în est. Totodată din curbele de frecvență din fig. 40, reiese clar faptul, că în timpul iernii există o reproducere sistematic mai abundentă a apelor freatice în vest decît în est (presupunînd că alimentarea subterană a rîurilor este în raport direct cu rezervele de ape freatice).

De asemenea, în interiorul unităților hidrogeologice au fost separate și *apele freatice azonale*, a căror regim și rezerve depind în mică măsură de condițiile climatice. Astfel, de exemplu, în regiunile *carstice* debitul specific al apelor freatice este mai mare decît în jur și există concentrări mai mari de resurse spre anumite direcții (izvoare carstice, izbucurile). Apele freatice din *lunci* au o alimentare directă din cursul de apă, deci regimul lor depinde în mare măsură de regimul apelor superficiale cu care se intercondiționează. Adîncimea apelor freatice în lunci este constant sub 5 m din care cauză, deseori, se observă sărăturări continentale chiar dacă în luncă domină depozitele argiloase (de exemplu în lunca Dunării, în aval de Giurgiu, mineralizarea apelor freatice ajunge și depășește 5 g/l). Apele freatice din *mlaștini* și *lăcoviști* ne indică, de asemenea, iviri, concentrări de resurse subterane mult mai mari decît cele posibile zonal. Apele freatice din *cordoanele litorale* (Chituc și cele din Deltă) conțin lentile de apă dulce. În *dunele de nisip* se observă scurgerea excentrică în urma alimentării zonei centrale etc. Din punct de vedere hidrochimic sînt azonale *mineralizările clorurice* din regiunile subcarpatice și cele diapirice, aflate în zona ciclului de levigare.

A. MACROREGIUNEA APELOR FREATICE DIN OROGENUL CARPATIC

Apele freatice din Carpați au o serie de caracteristici comune, distincte, față de restul unităților de relief. În primul rînd, în interiorul lor, se manifestă foarte puternic zonalitatea verticală a umidității, cantitatea medie

a precipitațiilor depășind valoarea evaporabilității de 1,5—5,0 ori, în sensul creșterii altitudinii. Pantele mari ale reliefului asigură un drenaj foarte intens al apelor freatice de pe interfluvii. Din acest motiv, precum și datorită dominării rocilor compacte, fisurate, apele freatice sînt cantonate, mai ales, în scoarța de alterare, ceea ce nu poate asigura rezerve momentane mari. Totodată precipitațiile frecvente și abundente completează rapid rezervele scurse și se creează astfel o circulație a apelor freatice care ca intensitate sînt în raport direct cu gradul de umezire. De aici provine abundența mare a apelor freatice în munți, marcată de existența numeroaselor izvoare care dau ape de calitate bună, cu mineralizare redusă (debit specific 1—10 l/s km²).

În contrast cu interfluviile, în depresiunile intramontane se acumulează, în depozitele friabile, rezerve mari de ape freatice azonale care sînt drenate mai slab și contibuie astfel la formarea lăcoviștilor, mlaștinilor eutrofe.

Litologia rocilor de bază din cuprinsul acestei regiuni hidrogeologice are o influență directă asupra cantonării apelor subterane în urma diferențelor de fisurație subaeriană și o influență indirectă prin formarea unei scoarțe de alterare caracteristică. Astfel, în subraioanele șisturilor cristaline există o fisurație subaeriană intensă pînă la adîncimi de 10—30 m, care este capabilă să rețină rezerve relativ mari, iar scoarța de alterare este slab permeabilă, ceea ce duce la noi atenuări în intensitatea drenajului. În subraioanele dominării gresiilor, conglomeratelor, fisurația superficială este mai puțin adîncă, însă rocile de bază sînt mai puternic diaclazate. Deluviile și eluviile sînt mai permeabile decît cele formate pe șisturi cristaline, ceea ce asigură o scurgere mai rapidă a apelor suprafreatice. Izvoarele alimentate din sisteme puternic dislocate au în schimb un regim destul de stabil. În subraioanele cu roci eruptive asistăm la posibilități mari de cantonare în piroclastite, în multe cazuri de stratificație, în schimb în eruptivul compact (andezite, bazalte), resursele sînt mult mai mici. În lanțul eruptiv izvoarele apar cu frecvență, cu debite relativ mari și cu o mineralizare deosebit de redusă (50—100 mg/l).

A. I. **Apele freatice din regiunea Carpaților Orientali.** În regiunile Carpaților Orientali se includ apele freatice ale *subraioanelor rocilor cristaline* din munții Maramureșului, Rodnei, Bistriței, Giurgeului și Ciucului, a *flișului cretacic-paleogen*, a *molasei subcarpatice* și a *eruptivului* bordurii interne.

Regenerarea rezervelor de ape freatice este mai intensă pe flancul vestic al masivelor muntoase cuprinse în Carpații Orientali, unde debitul specific subteran variază între 2 și 8 l/s/km². Versanții estici (chiar și în depresiunile intramontane) se disting prin rezerve mai reduse de reînnoire, valorile obișnuite variind între 1,5 și 5,0 l/s/km².

Apele freatice de pe interfluviile subraioanelor cu șisturi cristaline și ale flișului sînt cantonate mai ales în fisurile rocilor de bază și în deluvii, dînd naștere la o frecvență mare a izvoarelor cu mineralizare redusă (80—500 mg/l)) cu ape carbonatate din grupa calciului. Gradul de mineralizare este și mai redus în aria de răspîndire a rocilor eruptive, unde sînt frecvente apele cu o concentrație de 50—100 mg/l, începînd din munții Oaș-Gutîi, Țibleș, Călimani și terminînd în sud cu Munții Harghitei.

În molasa neogenă întîlnim roci uşor friabile, în care din cauza tectonicii complexe cantonarea apelor freatice este mai variată. Se întîlnesc, pe lîngă apele deluviale, şi ape captive descendente. Mineralizarea apelor este redusă sau mijlocie (200—500 mg/l) şi domină apele carbonatate, însă în zona diapirică, în apropierea masivelor de sare sau a apelor fosile, este posibilă apariţia izolată, azonală, a izvoarelor cu mari concentraţii din grupa apelor clorurate. La nord, apele cloruro-sodice simple apar deja în bazinul superior al Sucevei, iar spre sud ele se ivesc mai ales în marile sinclinale longitudinale, marcate în parte de depresiunile din flişul paleogen şi al Subcarpaţilor, ele fiind cunoscute în peste 150 de puncte (fig. 6).

A. II. **Apele freatice din Carpaţii Meridionali.** Condiţiile litologice din Carpaţii Meridionali sînt mai omogene în sensul că în constituţia lor domină rocile cristaline străbătute de roci eruptive vechi (granite) sau mai noi (granodiorite), care la rîndul lor sînt acoperite de roci sedimentare de vîrstă permo-carboniferă şi mezozoică. În partea sudică apare şi subraionul molasei neogene cu roci carbonatice, cu intercalaţii de gipsuri, ivirea izolată a zonei salifere şi a apelor de zăcămînt. La contactul dintre Subcarpaţi şi Carpaţi apare zona calcaroasă din munţii Mehedinţi-Vîlcan, a munţilor Lotrului, Cernei, Almăjului şi carstul Locvei-Caraşului. Acestea acumulează cantităţi de ape subterane importante, folosite şi în alimentările cu apă (Anina, Izvarna-Coşteni, Runcu etc).

Pe marile linii tectonice marcate de depresiunile intracarpatice, umplute cu sedimente neogene, ale Almăjului-Mehadicăi-Caransebeşului-Petroşanilor şi Depresiunii Loviştei se găsesc ape freatice bogate. Prin drenaj adînc în ele se observă, de obicei, mai multe orizonturi de ape freatice şi captive descendente cu ape potabile bune, alimentate mai ales dinspre munţi.

În Depresiunea Haţeg-Pui apele freatice sînt cantonate, mai ales, în depozite cuaternare, iar marile conuri de dejecţie ale rîurilor montane şi cîmpurile aluviale dintre ele conţin cantităţi importante de ape freatice exploatabile.

În Carpaţii Meridionali circulaţia apelor freatice este intensă, iar debitele specifice subterane variază în jurul de 3—11 l/s/km² în masivele Retezat-Godeanu-Ţarcu şi în Munţii Făgăraş, în jur de 3—8 l/s/km² în masivul Parîng şi în jur de 2—5 l/s/km² în munţii Banatului, Poiana Ruscăi şi Sebeş. Mineralizarea apelor freatice este, în general, redusă. Ivirea izvoarelor sărate (foarte rare de altfel) nu influenţează tabloul general în care domină apele hidrocarbonatate. Creşterea mineralizării şi durităţii apelor se observă în regiunile subcarpatice (pînă la 500—600 mg/l).

A. III. **Regiunea Munţilor Apuseni.** Această unitate se distinge prin varietatea condiţiilor de cantonare a apelor freatice. Astfel, în munţii Bihor, Gilău, Meseş, Plopiş, Codru-Moma şi în Munţii Zarandului, apele freatice se găsesc îndeosebi în rocile cristaline. În platforma largă a Munţilor Gilăului se formează adevărate pînze acvifere în cuvertura argiloasă. În partea sudică a regiunii apar şi subraioanele apelor freatice cantonate în flişul cretacic şi subraioanele eruptivului neogen.

Mai ales în partea vestică a Munţilor Apuseni, scurgerea subterană ne indică o circulaţie subterană intensă, debitele specifice variind între 2—8 l/s/km². Debitul mediu scade spre Munţii Gilăului la 2—5 l/s/km²

şi spre munţii Metaliferi-Trascău la 1—3 l/s/km². Din cauza prezenţei rocilor carbonatice, apele freatice au mineralizarea redusă în aria răspîndirii rocilor cristaline şi eruptive şi mineralizare mijlocie în zona flişului.

Sînt bogaţi în ape carstice munţii Pădurea Craiului, Padişul, carstul Podişului Scărişoarei, carstul Vaşcăului şi masivele calcaroase din munţii Trascău-Bedeleu.

B. MACROREGIUNEA APELOR FREATICE DIN DEPRESIUNILE ŞI BAZINELE INTERCARPATICE DIN PROVINCIA CLIMATICĂ CENTRAL-EUROPEANĂ

Macroregiunea cuprinde regiunile Cîmpiei de Vest şi ale Bazinului Transilvaniei. Ambele sînt unităţi extinse, sedimentare şi sînt delimitate precis atît din punct de vedere tectonic, genetic, cît şi morfologic. Regiunile respective se află sub influenţa accentuată a climatului oceanic, care contribuie la o umezire relativ bogată. Influenţa oceanică se resimte îndeosebi în Cîmpia de Vest ceea ce determină ca stratul fıeatic să fie alimentat mai frecvent în timpul iernii (topiri de iarnă). În ambele regiuni domină apele ciclului de levigare, mai ales în raioanele din apropierea munţilor (fig. 6) unde umiditatea generală este mai ridicată. Debitele medii ale apelor freatice variază în jur de 0,1—1,5 l/s/km².

B. IV. **Regiunea apelor freatice din Cîmpia de Vest.** În cadrul regiunii se pot observa următoarele raioane tipice pentru ıegiunile sedimentare pliocen-cuaternare:

IV. 1. Ape freatice şi ape captive descendente în Piemonturile vestice adînc fragmentate, cu drenaj intens. Apele freatice propriu-zise sînt suspendate pe interfluvii şi sînt exploatate pentru alimentări cele din lunci şi izvoarele;

IV. 2. Ape freatice şi ape captive descendente în formaţiuni piemontane slab fragmentate (dominant pleistocene), cu dezvoltarea orizonturilor freatice mai ales pe interfluvii şi lunci, ambele exploatabile. Adîncimea apelor freatice pe interfluvii este în jur de 10—25 m, iar în lunci în jur de 1—5 m;

IV. 3. Ape freatice în cîmpii piemontane. Ele au răspîndirea maximă, deoarece însăşi Cîmpia de Vest a luat naştere prin îngemănarea unor serii de conuri mari de dejecţie (Tisa, Tur, Someş, Crişuri, Mureş, Timiş-Bega, Bîrzava, Caraş), care prin căderea lor naturală determină şi în prezent deplasarea apelor freatice şi adîncimea lor. (Scăderea treptată cu îndepărtarea de la marginea piemonturilor înalte, de la 10—15 m la 2—5 m, v. fig. 7). La limita exterioară a formaţiunilor de piemont se manifestă şi zona de efilare în văile fluviatile neîndiguite sub forma izvoarelor, lăcoviştilor şi chiar a tendinţelor de înmlăştinire eutrofă;

IV. 4. În raioanele cîmpiilor de divagare joase, de subsisdenţă (v. fig. 7) apele freatice sînt apropiate de suprafaţa terenului (0,5—3,0 m) şi au o scurgere foarte lentă sau sînt chiar stagnantă. Regimul lor este puternic influenţat de lucrările de îndiguiri, desecări, de formarea apelor interioare. În aceste condiţii sînt frecvente solurile sărate, igrasiile la clădiri, cali-

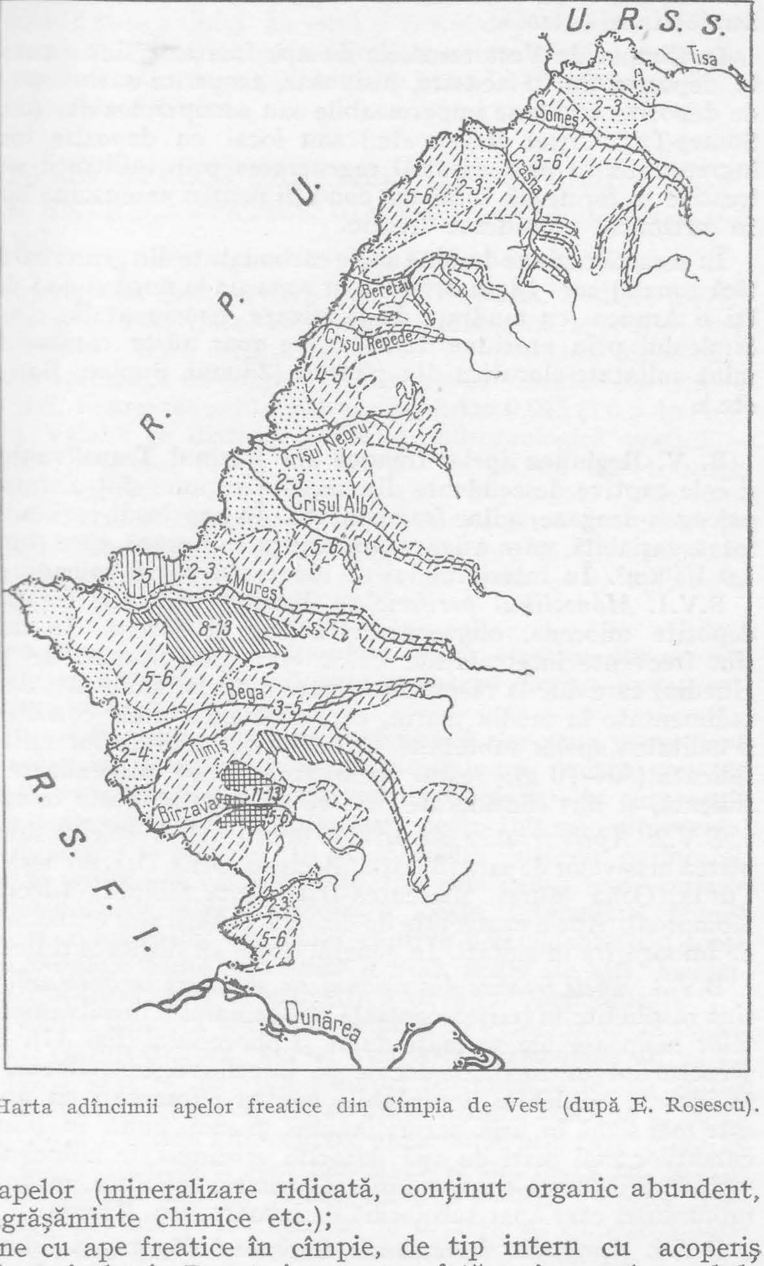


Fig. 7. Harta adîncimii apelor freatice din Cîmpia de Vest (după E. Rosescu).

tatea slabă a apelor (mineralizare ridicată, conţinut organic abundent, infectări din îngrăşăminte chimice etc.);

IV. 5. Raioane cu ape freatice în cîmpie, de tip intern cu acoperiş loessoid, se întîlnesc izolat în Banat şi pe o suprafaţă mai mare la nord de Mureş în zona de graniţă. Aici apele freatice sînt la adîncimi mai mari şi calitatea lor este mai bună.

Dintre apele azonale amintim cele din Mlaştina Ecedului, care în prezent sînt în bună parte drenate şi apele freatice din raionul nisipos ale Eriului,

unde apele freatice alimentează o serie de ochiuri de apă aflate în faza de înmlăştinire eutrofă.

În Cîmpia de Vest resursele de ape freatice sînt cantonate, mai ales, în depozite fluvio-lacustre, nisipoase, acoperite uneori, pe extensiuni mari, de depozite argiloase impermeabile sau semipermeabile (conul de dejecţie Someş-Tur, Crişul Negru etc.) sau local cu depozite loessoide. Aceasta îngreunează în mod esenţial regenerarea prin infiltraţii verticale a apelor freatice şi formează totodată condiţii pentru ascensiune hidrostatică locală în orizontul considerat freatic.

În această regiune domină apele carbonatate din grupa calciului (caracteristică zonală) care îşi au originea în zona de la nord şi sud de bazinele Eriului şi Aranca cu tendinţe de salinizare continentală, clorurică. În golful Şimleului prin eroziune de adîncime apar unele resurse de ape de zăcămînt sulfatate-clorurice din pliocen (Zăuani, Suplac, Ban, Zalnoc, Ghenci etc.).

B. V. **Regiunea apelor freatice din Bazinul Transilvaniei.** Apele freatice şi cele captive descendente din această regiune sînt acumulate în depozite paleogen-neogene, adînc fragmentate. În cuprinsul regiunii domină umiditatea variabilă, care asigură o scurgere subterană spre rîuri de circa 0,1 — 1,0 l/s/km². În interiorul lui se identifică patru raioane mari.

B.V.1. *Monoclinul periferic* se distinge prin ape freatice cantonate în depozite miocene, oligocen-acvitaniene şi eocene. În aceste formaţiuni sînt frecvente intercalaţiile calcaroase (Cluj-Stana), de gipsuri (Leghia-Huedin) care duc la răspîndirea mare a apelor sulfatate, de tufuri vulcanice sedimentate în mediu marin, care afectează şi ele condiţiile de răspîndire şi calitatea apelor subterane. Cu excepţia ariei apelor sulfatate cu duritate ridicată (50—70 g), restul apelor freatice au mineralizare mijlocie, uneori ridicată, şi sînt considerate rezerve cu o potabilitate bună.

B.V.2. *Apele freatice ale brîului structurilor diapirice* sînt sărate în apropierea masivelor de sare (Sărăţel, Beclean, Ocna Dej, Someşeni-Cluj, Cojocna, Turda, Ocna Mureş, Miercurea-Băi, Ocna Sibiului, Ideciu, Sovata-Praid, Homorod). Apele neafectate de dizolvarea sării sînt carbonatate, cu tendinţă de îmbogăţire în sulfaţi. În general apele au duritate ridicată.

B.V.3. *Apele freatice din raionul cu structuri în brahianticlinale şi domuri* sînt răspîndite în partea centrală a Bazinului Transilvaniei, în aria depozitelor nisipoase ale sarmaţianului şi pliocenului (fig. 11). Ele se adaptează structurilor monoclinale locale pe interfluvii şi pe alocuri se concentrează în izvoare cu debite acceptabile pentru alimentări cu apă. Calitatea lor este mai slabă în aria sarmaţianului şi mai bună în pliocen. În lungul cursurilor mai mari de apă datorită eroziunii de adîncime au fost intersectate orizonturi cu ape fosile clorurate, sulfatate, magneziene, iodurate, bromurate, care apar sub formă de izvoare (tip Bazna).

B.V.4. *Apele din depresiunile de contact* Făgăraş şi Sibiu se găsesc cantonate în depozitele fluviale cuaternare. La limita exterioară a numeroaselor conuri de dejecţie, care se înşiră la contactul cu munţii, se manifestă o zonă de efilare a apelor freatice. În stînga Oltului se formează o adevărată zonă de divagare a cursurilor de ape, care vin dinspre Munţii Făgăraş şi care în incinta terasei largi ridică nivelul apelor freatice. În aval de

Totuși, prin adîncirea cursului Oltului, rezervele infiltrate pe terasă se ivesc sub formă de izvoare în stînga rîului. În estul și vestul depresiunii se observă apariția izvoarelor sărate, datorită pătrunderii în aceste părți a zonei diapirice. De altfel, apele freatice au o potabilitate bună în Depresiunea Făgărașului și mai slabă în cea a Sibiului.

C. MACROREGIUNEA APELOR FREATICE DIN DEPRESIUNILE ȘI PODIȘURILE EXTRACARPATICE DIN PROVINCIA CLIMATICĂ EST-EUROPEANĂ

În această macroregiune sînt cuprinse Cîmpia Română, Podișul Moldovei și Podișul Dobrogei. În cuprinsul lor scurgerea subterană, spre rîuri, este mai redusă față de aria climei central-europene, iar perioada alimentării apelor freatice prin infiltrații în timpul iernii se reduce treptat din Oltenia spre nordul Moldovei. Scurgerea subterană variază între 0,015 și 0,5 l/s/km².

În Depresiunea Valahă se distinge regiunea hidrogeologică vestică — C.VI. (pînă la Argeș) și cea estică — C.VII. În primul caz tranziția dinspre munte spre cîmpie se face treptat prin Piemontul Getic unde apele freatice se află la mari adîncimi; la est tranziția între dealurile subcarpatice spre Cîmpia de divagare Mizil-Stîlpu este bruscă. În cîmpia de divagare apele freatice sînt apropiate de suprafață, ceea ce se oglindește și în hidrochimism.

C. VI. **Regiunea vestică a Cîmpiei Române.** Apele freatice din această regiune au trei raioane distincte (fig. 6) care se succed dinspre Subcarpați spre cîmpie, în mod clasic.

În partea nordică a Podișului Getic se evidențiază clar zona *piemontană înaltă* (C.VI.1), adînc fragmentată, constituită dintr-un pachet gros de pietrișuri de vîrstă villafranchiană (pietrișuri de Cîndești), în care apele freatice se află la mari adîncimi (pe interfluvii peste 100 m), sub nivelul chiar al albiilor fluviatile autohtone. În acest mediu puternic permeabil, apele superficiale se infiltrează cu rapiditate, din care cauză toate pîraiele au un caracter intermitent. Unele orizonturi locale, intercalate, permit totuși acumulări de ape freatice sau chiar captive descendente. Cu toate acestea în aria piemontană înaltă se resimte o lipsă acută de apă, localnicii construindu-și „benturi" pentru acoperirea nevoilor gospodărești.

Spre contactul dintre piemont și cîmpie se pune în evidență un al doilea raion caracteristic apelor freatice, cel al *cîmpiilor piemontane* (C.VI.2). Aici orizontul acvifer este format din nisipuri fluvio-lacustre, cu lentile de pietrișuri. Adîncimea nivelului apelor freatice variază între 10 și 30 m pe interfluvii, iar rîurile încep să intercepteze unele surse prin care cursurile lor devin treptat semipermanente. Menționăm, că la sud de cursul Motrului o influență mare asupra direcției de deplasare (NV—SE) a apelor freatice o au liniile de sedimentare ale marelui con de dejecție al Dunării inferioare, transformat ulterior într-o succesiune de terase ale Dunării.

În cel de al treilea raion (C.VI.3) care corespunde zonei periferice a cîmpiei piemontane acoperită cu depozite loessoide, apare linia de efilare a apelor freatice, care dau izvoare în văile fluviatile și la baza teraselor dunărene. Apele freatice rămîn la adîncimi relativ mari pe interfluvii (10—30 m) din cauza pachetului loessoid gros ce acoperă orizonturile acvifere.

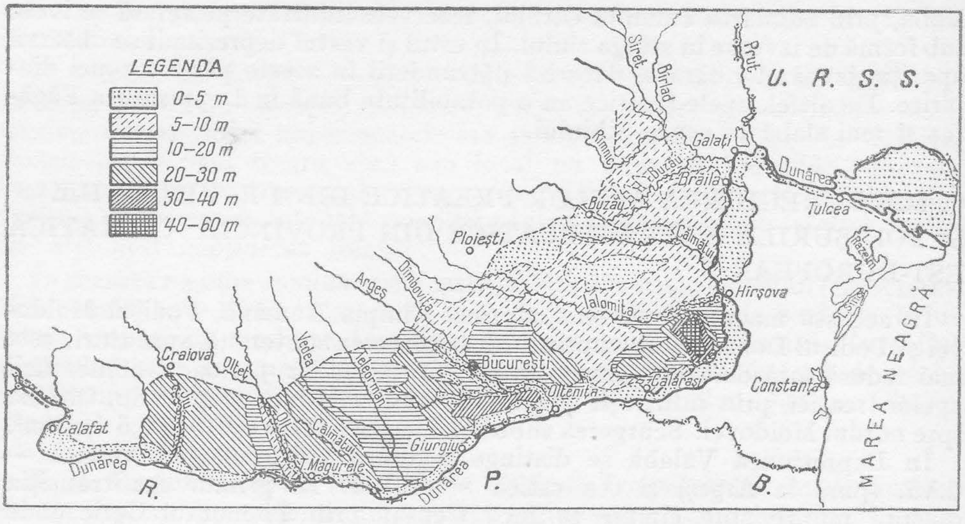


Fig. 8. Harta adîncimii apelor freatice din Cîmpia Română, (după E. Roșescu).

În general, în ape domină carbonații, iar mineralizarea și duritatea apelor crește spre periferia piemontană pînă la circa 1 g/l, respectiv 15—25 gg.

C.VII. **Regiunea estică a Cîmpiei Române.** În această regiune a apelor freatice se observă efectul subsidențelor din fața curburii carpatice, din care cauză piemonturile clasice lipsesc aproape cu totul între Prahova-Buzău, iar trecerea dinspre Subcarpați spre cîmpia internă se face prin cîmpii de subsidență, de divagare (raion *C*.7.c). La nord de Buzău o amploare mare o are Piemontul înalt al Rîmnicului, cu o trecere treptată spre Cîmpia piemontană a Rîmnicului (*C*.7.d). Din profilul clasic, făcut pentru această regiune de P. Marosi, se poate stabili cu exactitate zona de afundare și de efilare a apelor freatice. Menționăm că Piemontul înalt al Rîmnicului (*C*.7.d), constituit tot din pietrișuri cuaternare este acoperit și de un strat de depozite loessoide care îngreunează și mai mult infiltrarea apelor meteorice și deci alimentarea orizontului freatic care se află astfel la adîncimi mari.

În Cîmpia Bărăganului (*C*.VII.1) peste depozitele fluvio-lacustre s-a depus un strat loessoid cu grosimi variabile (mai mic la nord și mai mare la sud de Ialomița). În Bărăganul de nord și central apele freatice sînt cantonate în orizonturi acvifere slab permeabile, din care cauză schimbul rezervelor pe orizontală este foarte încetinit. Adîncimea nivelului freatic este în jur de 3—6 m, iar oglinda lui are cădere spre Dunăre și Ialomița. În acest spațiu apele freatice au o mineralizare variată, cu dominarea apelor clorurate și sulfatate. În sudul Bărăganului, unde există un schimb mai intens al apelor freatice, domină apele carbonatate potabile; din cauza cuverturii groase de depozite loessoide, adîncimea lor crește spre est de la circa 10 m la peste 50 m în Cîmpia Hagienilor.

C. VIII. **Regiunea Podișului Moldovei.** În cadrul acestei unități pe lîngă apele freatice o răspîndire mare o au și apele captive descendente.

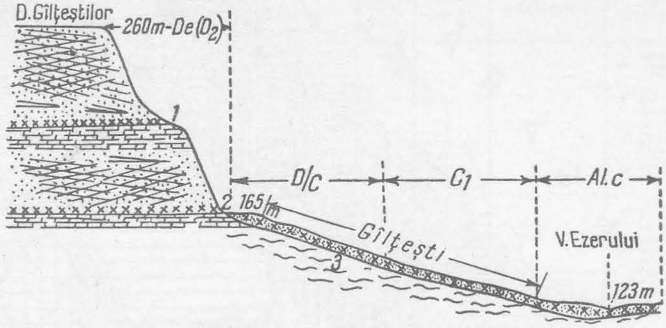


Fig. 9. Tip de drenaj adînc al apelor captive descendente în Podişul Bîrladului (după C. Martiniuc).
1. Ape freatice; 2. Ape captive descendente; 3. Ape deluviale, coluviale.

C.VIII.1 *Apele freatice din podişurile Sucevei şi Bîrladului* au o răspîndire în structuri monoclinale, în sedimente sarmaţiene, la nord de latitudinea Huşului şi în depozite pliocene la sud. Pe interfluviile largi, adîncimea apelor freatice suspendate variază între 10 şi 30 m, iar în aria răspîndirii calcarelor sarmaţiene de Hîrlău şi Repedea la adîncimi şi mai mari. Ele apar sub forma de izvoare cu apă potabilă, deseori mascate de depozite deluviale. Debitul lor, cu excepţia celor influenţate de carst, este redus. Un profil caracteristic raionului este reprezentat în fig. 9.

C.VIII.2. *Apele freatice din Cîmpia Jijia-Bahlui* sînt cantonate în depozitele argiloase volhiniene (sarmaţiene), cu intercalaţii nisipoase de mică importanţă hidrogeologică şi orizonturi gipsoase. În aceste condiţii apele freatice exploatabile se întîlnesc în luncile rîurilor, cu depozite slab permeabile şi sulfatate. În general, se observă ape freatice sulfatate cu mineralizare şi duritate înaltă, slab potabile sau nepotabile.

C.VIII.3. *Apele freatice din Piemontul Covurluiului* prezintă zonalitatea internă piemontană, cu efilări slabe spre partea sudică. Depozitele cuaternare, sînt constituite din nisipuri cu intercalaţii argiloase, din care cauză pe alocuri apar şi apele captive descendente. Apa potabilă este extrasă din văi prin puţuri, deoarece pe interfluvii adîncimea ei variază între 10 şi 30 m. Deşi au mineralizare şi duritate ridicată (0,6—1,0 g/l, 15—25 grd) apele carbonatate se folosesc cu succes pentru alimentări cu apă. Pîraiele locale seacă cu intermitenţă.

C. IX. **Regiunea Podişului Dobrogei.** Deşi tectonic şi litologic regiunea Podişului Dobrogei s-ar putea considera că aparţine unei macroregiuni prebalcanice, sub aspectul morfologic el se poate încadra în unitatea tratată.

C.IX.1. *Raionul apelor freatice din Dobrogea de sud* se distinge prin prezenţa orizontului calcaros acvifer sarmatic şi cu un orizont cu rezerve mai slabe la baza depozitelor loessoide din cuvertură. Văile carstice nu reuşesc să dreneze apele carstice decît la periferia podişului, din care motiv ele sînt seci. Cumpăna apelor carstice se află la vest de teritoriile semiendoreice Negru Vodă—Amzacea (v. fig. 6). Rezervele de la baza loessului sînt slab potabile şi seacă periodic (suprafreatice), fiind bune de băut cele din orizontul calcaros care în zonele de concentraţie subterană dau debite mari.

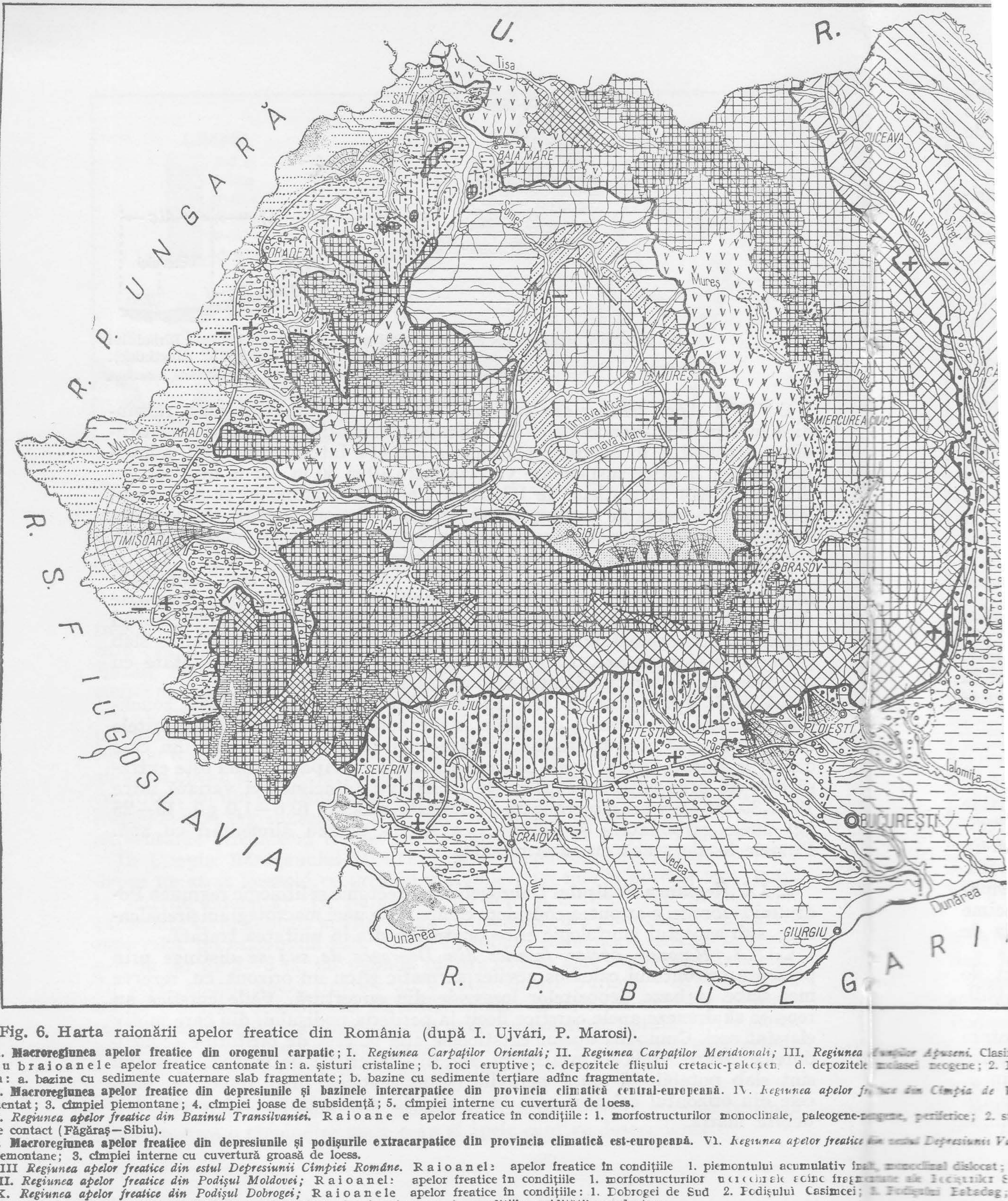
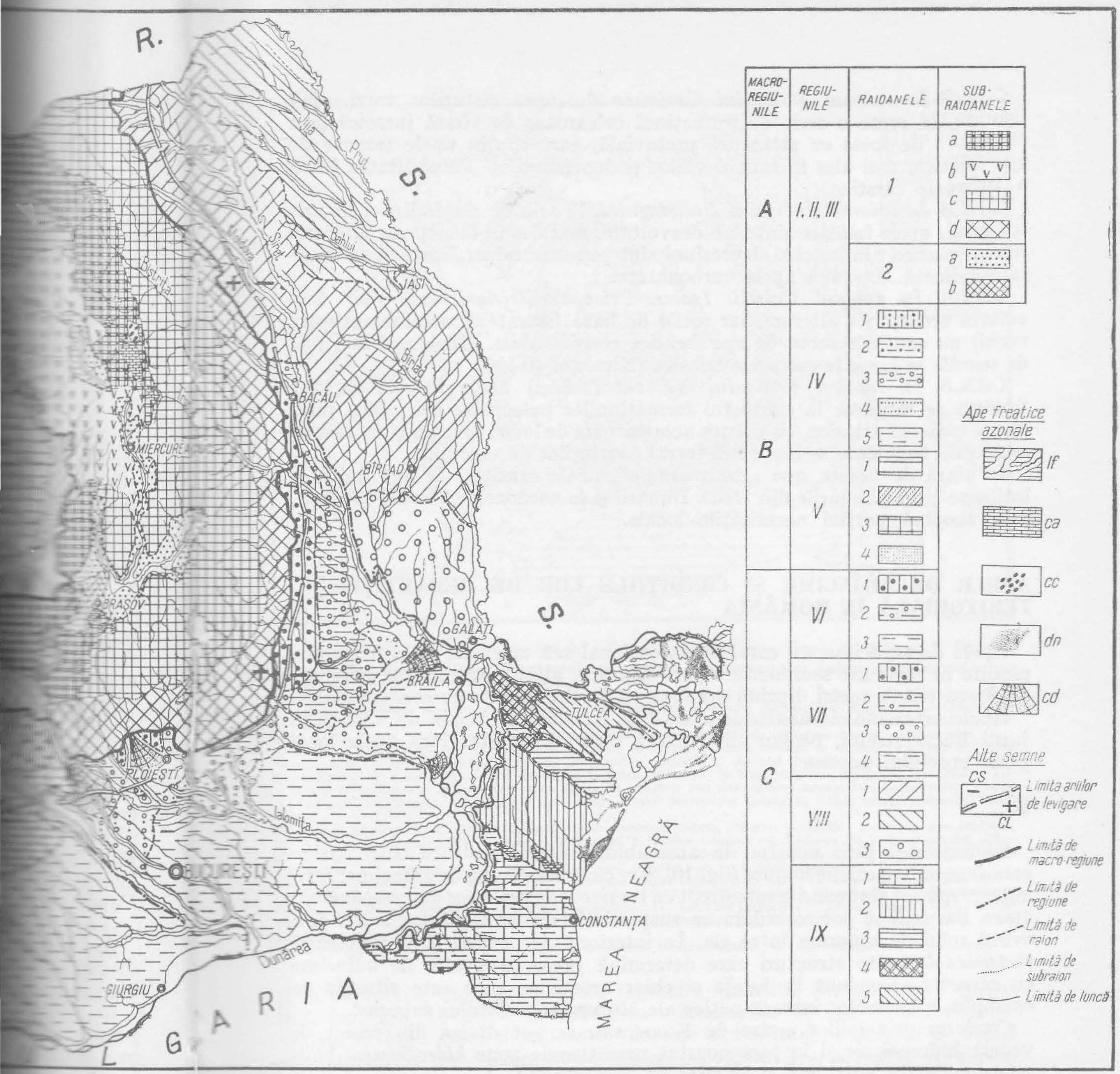


Fig. 6. Harta raionării apelor freatice din România (după I. Ujvári, P. Marosi).

A. **Macroregiunea apelor freatice din orogenul carpatic**; I. *Regiunea Carpaților Orientali*; II. *Regiunea Carpaților Meridionali*; III. *Regiunea Munților Apuseni.* Clasi
Subraioanele apelor freatice cantonate în: a. șisturi cristaline; b. roci eruptive; c. depozitele flișului cretacic-paleogen d. depozitele molasei neogene; 2.
în: a. bazine cu sedimente cuaternare slab fragmentate; b. bazine cu sedimente terțiare adînc fragmentate.
B. **Macroregiunea apelor freatice din depresiunile și bazinele intercarpatice din provincia climatică central-europeană.** IV. *Regiunea apelor freatice din Cîmpia de*
mentat; 3. cîmpiei piemontane; 4. cîmpiei joase de subsidență; 5. cîmpiei interne cu cuvertură de loess.
V. *Regiunea apelor freatice din Bazinul Transilvaniei.* Raioanele apelor freatice în condițiile: 1. morfostructurilor monoclinale, paleogene-neogene, periferice; 2. s
de contact (Făgăraș—Sibiu).
C. **Macroregiunea apelor freatice din depresiunile și podișurile extracarpatice din provincia climatică est-europeană.** VI. *Regiunea apelor freatice din vestul Depresiunii V*
piemontane; 3. cîmpiei interne cu cuvertură groasă de loess.
VIII *Regiunea apelor freatice din estul Depresiunii Cîmpiei Române.* Raioanele apelor freatice în condițiile 1. piemontului acumulativ înalt, monoclinal dislocat;
VII. *Regiunea apelor freatice din Podișul Moldovei;* Raioanele: apelor freatice în condițiile 1. morfostructurilor monoclinale adînc fragmentate ale Podișului S
IX. *Regiunea apelor freatice din Podișul Dobrogei;* Raioanele apelor freatice în condițiile: 1. Dobrogei de Sud 2. Podișului Casimcei; 3. Podișului Babadag;
CL — Aria apelor freatice ale ciclului de levigare, în condițiile umidității excedentare.
CS — Aria apelor freatice ale ciclului de salinizare continentală, în condițiile umidității deficitare.
Apele freatice azonale: *lf* — apele freatice ale luncilor fluviatile; *ca* — apele freatice în rocile calcaroase, carstificate; *cc* — apele freatice în conglomerate calcaroase, slab



; III. *Regiunea* ... Clasificarea raioanelor, comune pentru regiunile I–III: 1. Raionu apelor freatice corespunzător masivelor interfluviale; ... d. depozitele ... neogene; 2. Raionul apelor freatice corespunzător depresiunilor intracarpatice; Subraioanele apelor freatice cantonate

... *Regiunea apelor fr... din Cîmpia de Vest.* Raioanele apelor freatice în condiţiile: 1. piemontului înalt, intens fragmentat 2. piemontului slab frag-

...ale, paleogene-..., periferice; 2. structurilor diapirice de sare („inelul diapiric"); 3. structurilor centrale de brahianticlinale domuri; 4. depresiunilo

... *apelor freatice ... Depresiunii Valahe.* Raioane e apelor freatice în condiţiile: 1. piemontului acumulativ înalt, monoclinal, dislocat; 2. cîmpiei

... acumulativ înalt, ... dislocat; 2. cîmpiei piemontane; 3. a cîmpiei de divagare; 4. a cîmpiei interne cu cuvertură de loess, de grosime variabilă.
... Sucevei şi Bîrladului; 2. Cîmpiei Jijia-Bahlui; 3. Piemontului Covurluiului.
...ului Casimcei; ... Babadag; 4. Culmii Isaccea-Pricopan-Cîrjelari; 5. Podişului Tulcea-Nalbant.

...are.
... – ... freatice în cong... ..., slab carstificate; *dn* – apele freatice în dune de nisip, grinduri şi cordoane litorale; *du* – delte uscate conuri de dejecţie.

C.IX.2 *În raionul Podişului Casimcea* deasupra şisturilor verzi, slab fisurate, se ivesc o serie de formaţiuni calcaroase de vîrstă jurasică şi o cuvertură de loess cu structură proluvială, care conţin unele rezerve de ape freatice, mai ales în fundul văilor şi depresiunilor. Potabilitatea bună o au apele carstice.

C.IX.3 *În raionul Podişului Babadagului,* în aria de răspîndire a şisturilor verzi, apele freatice sînt slab dezvoltate, mai ales în scoarţa de alterare. Apele freatice din lunci şi depresiuni sînt puternic mineralizate şi au duritate ridicată. Domină apele carbonatate.

C.IX.4. *În raionul Culmii Isaccea-Pricopan-Cîrjelari* este slab dezvoltată scoarţa de alterare, iar rocile de bază fisurate (cristalin, eruptiv vechi) nu conţin rezerve de ape freatice considerabile. Unele izvoare, mai de seamă, se ivesc în calcarele triasice (Niculiţel 40 l/s).

C.IX.5. *În raionul Podişului Nalbant* (Tulcei) unele rezerve de ape freatice se întîlnesc la contactul formaţiunilor paleozoice inferioare, jurasice şi mai ales triasice, cu pătura acoperitoare de loess, precum şi în fisurile rocilor de bază care se ivesc sub forma martorilor de eroziune.

În afară de aceste ape „continentale", unele cantităţi de apă dulce se întîlnesc şi în grindurile din Delta Dunării şi în cordoanele litorale (Chituc), care acoperă parţial necesităţile locale.

APELE DE ADÎNCIME ŞI CONDIŢIILE LOR DE REPARTIŢIE TERITORIALĂ ÎN ROMÂNIA

Apele de adîncime, cu caracter ascensional sau artezian, au o largă răspîndire în regiunile sedimentare pericarpatice, aflîndu-se pînă la adîncimi de cîteva mii de metri, lipsind aproape cu totul în zonele cu roci compacte.

Apele arteziene şi subarteziene au fost folosite în Cîmpia de Vest şi în jurul Bucureştiului, pentru alimentarea centrelor urbane încă de la începutul secolului nostru.

■

Pe teritoriul ţării noastre, în ansamblu, se pot identifica cinci bazine arteziene-subarteziene majore (fig. 10) care cantonează ape de adîncime; regiunile carpatice sînt considerate drept ca *masive hidrogeologice de cumpănă*. Ca atare, Carpaţii se pot considera ca suspendaţi faţă de depresiunile din jur, avînd rolul de separare între ele. În interiorul lor există însă depresiuni tectonice sau alte structuri care determină prezenţa apelor de adîncime cu caracter ascendent în foraje şi chiar arteziene, cum este situaţia de exemplu, a bazinelor intracarpatice ale Mureşului şi Oltului superior.

Conform principiilor emise de Kamenski, se pot diviza din punct de vedere hidrochimic şi în ţara noastră următoarele zone *hidrochimice* bidimensionale (în adîncime şi în direcţie orizontală):

Zona A (cu ape dulci, carbonatate) coincide cu zona de alimentare a apelor de adîncime. Ea este răspîndită în brîul de bordură a tuturor depresiunilor principale din ţara noastră (Cîmpia de Vest, Bazinul Transilvaniei, Piemonturile vestice, Piemonturile sudice şi estice, în sud cursul Dunării pe sectoare, dar mai ales în aval de Giurgiu). Zona hidrochimică *A* se întinde

18—34

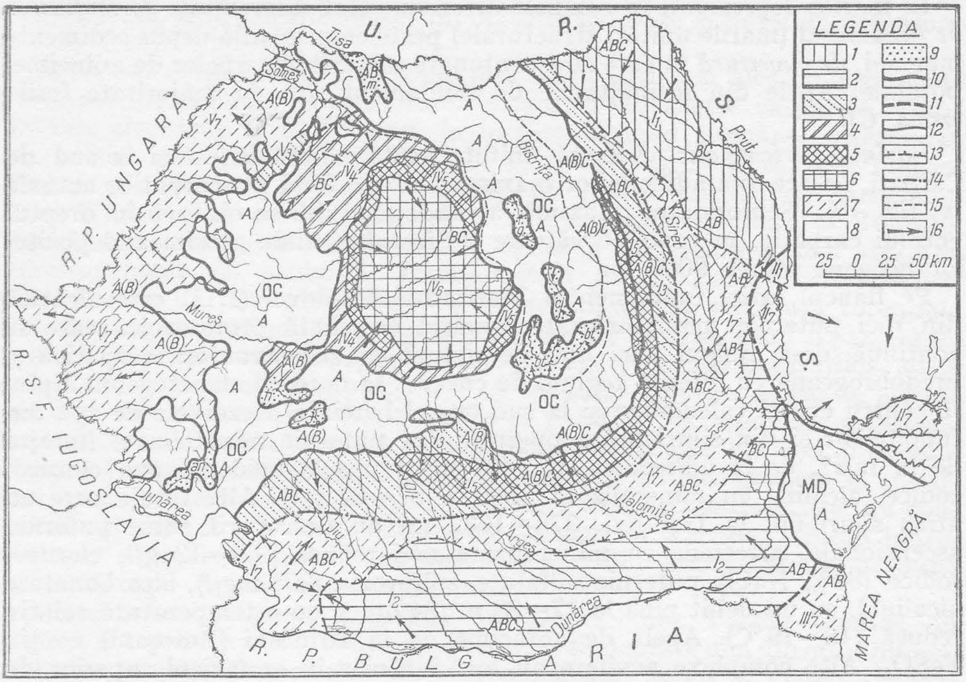


Fig. 10. Harta raionării apelor de adîncime din România (după P. Marosi, I. Ujvári).

Bazine arteziene majore: I. *Bazinul Pericarpatic;* II. *Bazinul Predobrogean;* III. *Bazinul Premaritim dobrogean;* IV. *Bazinul Transilvan;* V. *Bazinul Vestic.*

Raioanele structurilor marginale, monoclinale de platformă: 1. Raionul Platformei Ruse, epiroterozoice (I_1; II_1); 2. Raionul Platformei Moesiene (epihercinice) (I_2); 3. *Raioanele structurilor depresionare, marginale, monoclinale sau cuprinse parţial în cutări orogene alpine:* raionul subcarpatic extern (I_3); raionul neogenului cutat la periferia Bazinului Vestic (V_3). 4. *Raionul structurilor marginale,* predominant monoclinale paleogene-miocene ale Bazinului Transilvan (IV_4). 5. *Raioanele formaţiunilor salifere dispuse în structuri diapire, ridicate la suprafaţă:* raionul diapirelor Subcarpaţilor externi (I_5); raionul „inelului structurilor diapire" în Bazinul Transilvan (IV_5). 6. *Raionul cutelor brahianticlinale şi a domurilor* cu sare tortoniană în fundamentul lor, în zona centrală a Bazinului Transilvan (IV_6)- 7. *Raioanele depresionare de subsidenţă mezo-cainozoică* necutate sau slab cutate: raionul fosei pericarpatice actuale (I_7); raionul predobrogean şi a Deltei Dunării (II_7); raionul premaritim dobrogean (III_7); raionul Bazinului Vestic (V_7).

Alte unităţi de raionare: 8. *Masive hidrogeologice de cumpănă* (cutate, ridicate, acumulări locale de ape captive): *OC* — Orogenul Carpatic; *MD* — Masivul Dobrogean. 9. *Bazine arteziene intracarpatice* (în limita masivului hidrogeologic de cumpănă): *m* — Bazinul Maramureşan; *g* — Bazinul Giurgeu; *ci* — Bazinul Ciuc; *bt* — Bazinul Bîrsei-Trei-Scaune; *h* — Bazinul Haţeg; *j* — Bazinul Jiului superior; *an* — Bazinul Almăj-Nera.

Alte semne convenţionale: 10. Limita bazinelor arteziene majore exprimate în relief; 11. Idem exprimată prin relieful fundamentului cristalin; acoperite de sedimente mai noi; 12. Limitele raioanelor subordonate în cadrul bazinelor arteziene majore; 13. Idem, limita structurilor platformale; 14. Axa fosei pericarpatice, limita externă a cutărilor orogen; 15. Limita aureolei mofetice în jurul lanţului vulcanic, intracarpatic; 16. Direcţia de înclinare generală a orizonturilor acvifere captive.

Etajarea hidrochimică generală: A. ape potabile, industriale, hidrocarbonatice; B. Ape sulfatate; C. Ape clorurice.

şi la suprafaţă, cuprinzînd toate regiunile amintite, inclusiv zona carpatică, însă are rol diferit în îndulcirea orizonturilor de ape de adîncime.

Zona B (ape dulci şi sulfatate, alcaline sau sărate) se întinde de obicei sub nivelul *A* în Piemonturile vestice, Podişul Transilvaniei şi nordul Podişului Moldovei (ape fosile în sedimente marine).

Zona C sau zona centrală (ape clorurate-sulfatate) reprezintă apele de mare adîncime, deseori de fundament, spre care se manifestă tendinţă de migrare a apelor fosile în timp geologic.

Apele zonei *A* se utilizează pentru alimentări cu apă, iar cele din zonele *B* şi *C* în scopuri curative.

În marile depresiuni, în bazinele arteziene, sînt diferențiate *formațiunile de fundament* (marile unități structurale) peste care se află depus sedimente mai noi, *de cuvertură* în care sînt cantonate majoritatea apelor de adîncime, potabile. Apele din formațiunile de fundament sînt în majoritate fosile (zona *C*).

Bazinul pericarpatic. Această unitate vastă, aflată la est și la sud de Carpați, își are axa adîncimilor maxime pe linia fosei pericarpatice actuale (v. fig. 10). Scufundarea maximă a fundamentului se observă în dreptul cotului carpatic, în zona de vărsare a Siretului, unde grosimea depozitelor neogene atinge 9000 m.

Pe flancul estic, fundamentul Platformei Moldovei (I. 1) este alcătuit din roci puternic metamorfozate (gnaise) de vîrstă proterozoică care se continuă de-a lungul unei linii de sudură pe sub avanfosa carpatică și predobrogeană cu diferite regiuni de cutare : la nord cu structogenul alpin, la centru cu cel caledonian și la sud cu cel hercinic. Rezervele de apă din fundament și din silurianul acoperitor sînt puternic mineralizate (forajul de la Iași*, de la adîncimea de 1400 m, a pus în evidență ape cloruro-sodice, alcaline cu mineralizare pînă la 57—64 g/l). Alte foraje care au atins silurianul la Iași (ad. 378—1032 m) au descoperit surse puternic ascensionale, arteziene cu mineralizare mai redusă [9,8—12 g/l, cloruro-sodice (80% NaCl), puternic sulfatate, sulfuroase (295 mg/l), bicarbonatate alcaline], cu un debit pînă la 17—38 m^3/24 ore și cu o temperatură relativ redusă (18—19°C). Apele de adîncime de la Drînceni (Botoșani) conțin $FeSO_4$. Alte complexe acvifere au fost întîlnite în cretacicul superior, în eocen și în neogen (bugloviene-tortoniene-sarmațiene) cu zonalitate hidrochimică *BC*. Forajele de la Ripiceni și Dorohoi, care au identificat și ape potabile cu caracter artezian, dovedesc prezența zonelor *ABC* în această parte a platformei. Spre sud de paralela orașului Huși, fundamentul se afundă puternic sub depozitele siluriene, iar pe clina lui, spre Depresiunea Bîrladului, în depozitele pliocene și cuaternare se ivește din nou zonalitatea *ABC* ; un număr mare de localități din valea Bîrladului sînt alimentate din apele arteziene potabile, care au o duritate redusă (Crivești, Ghidigeni, Murgen etc.). Orizonturile acvifere cele mai bogate sînt cele levantine și daciene (pînă la 150—200 m.ad).

Flancul sudic al avanfosei carpatice este străjuit de *Platforma Moesiană* (I.2) (epihercinică) care se scufundă sub depozitele monoclinale ale Depresiunii Valahe dinspre Podișul Prebalcanic. Fundamentul este alcătuit din șisturi cristaline puternic cutate (baicalian, caledonian și hercinic). Peste acest fundament întîlnim complexul depozitelor triasice (inferior), jurasice, cretacice, eocene, oligocene și neogene, ultimele (tortonian-pleistocen) îngroșîndu-se treptat spre avanfosa carpatică. Apele de la mari adîncimi sînt în general puternic mineralizate : în schimb depozitele pliocene și cuaternare conțin mari cantități de ape dulci, subarteziene dar, ascensoriale în foraje. Astfel, se poate considera ca fiind prezentă zonalitatea hidrochimică *ABC*.

Pe flancul epicarpatic întîlnim pachete groase de sedimente, mai ales neogene, ale molasei ramei muntoase. Ele sînt puternic cutate, mai ales diapiric, și conțin cantități mari de ape fosile în parte ape de zăcămînt, ce însoțesc zonele petrolifere. Marea majoritate a apelor de adîncime, puternic

* 1963

mineralizate, sînt cloruro-sodice, bromurate, iodurate şi puternic ascensoriale în foraje (fig. 10).

Avanfosa carpatică a fost colmatată în neogen mai ales cu sedimente fuvio-marine şi fluvio-laustre aduse, în special de rîurile carparice. După studiile efectuate de E. Liteanu, în incinta Cîmpiei Române, colmatarea s-a produs din două direcţii: atît dinspre Carpaţi, cît şi dinspre Podişul Prebalcanic. Această situaţie s-a menţinut pînă la sfîrşitul pleistocenului (Riss-Würm) cînd se definitivează şi cursul inferior actual al Dunării. Astfel, spre axa avanfosei depozitele pliocen-cuaternare şi mai ales cele villafranchiene îşi schimbă granulometria de la psamite la psefite. Cele dinspre Carpaţi (depozitele de Cîndeşti) avînd structură torenţială sînt dispuse monoclinal deasupra structurilor de molasă, fiind reprezentate prin pietrişuri şi nisipuri; spre zona de ,,stingere'' a energiei rîurilor, adică spre axa depresiunii, compoziţia lor se modifică treptat. Apele de adîncime din aceste structuri sînt potabile şi puternic ascensionale, arteziene, la contactul cu Cîmpia Română. Depozitele cuaternare de Frăteşti, provenite dinspre Podişul Prebalcanic, sînt reprezentate de nisipuri grosiere şi pietrişuri care se transformă şi ele spre nord, spre axă, în psefite-pelite. La contactul celor două arii de colmatare s-a format un adevărat ,,ecran hidrogeologic'' compus, în sudul avanfosei, mai ales din argile, lipsite în bună parte de ape de adîncime exploatabile.

Alimentarea apelor de adîncime din Depresiunea Valahă provine, în special, dinspre Carpaţi, dar nu este exclusă o alimentare nici dinspre Dunăre, mai ales în cazul depozitelor pre-villafranchiene, avînd în vedere inclinaţia stratelor de adîncime dinspre Dunăre spre centrul avanfosei. Preaplinul orizontului superior din depozitele pliocen-pleistocene, din care se alimentează izvoarele din malul stîng al Dunării provine din nord şi din infiltraţii locale, în cîmpie. Pierderile din Dunăre sînt posibile îndeosebi în dreptul bălţilor Dunării, unde şi nivelul apelor freatice se adînceşte mult (zona Feteşti). În orice caz după terminarea colmatării Depresiunii Valahe şi definitivarea suprafeţei cîmpiei, cu cădere superficială neîntreruptă spre Dunăre, se iveşte posibilitatea unei circulaţii în dublu sens: apele freatice cu cădere neîntreruptă spre Dunăre şi o circulaţie opusă apelor de adîncime dinspre Dunăre spre avanfosă. Problema necesită încă studii.

Bazinul artezian predobrogean (II. I. şi II. 7) se dezvoltă, mai ales, la nord de Dobrogea. El este separat în adîncime (300—600 m) de promontoriul cristalin de tip dobrogean dintre Frumuşiţa-Smîrdan. În fundament sînt prezente depozitele jurasice cu ape mineralizate, însă în complexul neogen (la Bolgrad-U.R.S.S. peste titonic urmează sarmaţianul) se întîlnesc ape potabile puternic ascensionale (82).

Bazinul artezian premaritim (III. 7). Fundamentul sudului Dobrogei este format din şisturi cristaline, cutate în caledonian. Formaţiunile jurasice şi cele cretacice formează zona de cumpănă spre Depresiunea Valahă. La est de cumpănă însă atît fundamentul cît şi depozitele jurasice şi cretacice au o cădere bruscă spre ţărmul Mării Negre, ceea ce duce la ivirea unor rezerve bogate de ape carstice pe linia Pietrenii-Deleni-Plopu Mare-Medgidia. În forajele de la Eforie Nord, Eforie Sud, Techirghiol, Topraisar etc., care au săpat pînă la adîncimea de 350 m, s-au întîlnit ape puternic ascensionale, carbonatate cu temperaturi în jur de 20—28°C, uşor sulfu-

roase. Un foraj executat la Mangalia a dat la iveală şi ape de zăcămînt, arteziene, cloruro-sodice, iodurate, bromurate şi sulfuroase.

Bazinul artezian transilvan (IV. 4.; IV. 5; IV. 6) are o structură foarte neomogenă. Fundamentul lui este format în cea mai mare parte dintr-un masiv intern hercinic neregenerat, marginile sale continuîndu-se şi spre fosa Transcarpatică cu fundament regenerat (97). Apele din fundament nu sînt încă cunoscute, probabil ele coincid cu cele observate în fundamentul Platformei Moldoveneşti.

Etajul superior este alcătuit din depozite paleogene, peste care se află orizontul de sare, depozitele tortoniene, sarmaţiene şi în sudul bazinului cele pliocene. În interiorul bazinului se individualizează raionul *monoclinal marginal vestic* (IV. 4) cu ape arteziene (Huedin), subarteziene, ascensionale (Cluj, Jibou), cu ape puternic mineralizate (*BC*), nepotabile, uneori cu urme de hidrocarburi; *raionul diapiric marginal* (IV. 5) cu ape ascensionale puternic cloruro-sodice şi *raionul central al cutelor în brahianticlinale* (IV. 6) cu ape de zăcămînt ascensionale în foraje (Bazna, Sărmaş), puternic mineralizate, cloruro-sodice, sulfatate, bromurate, iodurate (mineralizare 50—100 g/l). Aceste rezerve pot fi folosite cu succes pentru scopuri balneare.

Bazinul artezian vestic (V. 7). Fundamentul Cîmpiei de Vest reprezintă, de asemenea, un masiv intern puternic fracturat, care ia contact cu zona muntoasă printr-o serie de depresiuni intramontane (Borod, Beiuş, Zarand, Mureş, Mehadia). Pe linia fracturilor, la adîncimi variate, se ivesc în etajul sedimentelor recimentate ape termale (Carei, Oradea la adîncimi de 800—2000 m, terme de 40—80°), care apar şi la suprafaţă la Băile „1 Mai" şi Felix şi duce la formarea unor mofete (Ouari, Zalnoc, Tămăşeni, Tinca, Lipova, Buziaş).

Etajul superior este constituit din depozite gresoase triasice, orizonturi calcaroase jurasice, orizonturi gresoase cretacice inferioare şi pachete groase de depozite pliocen-pleistocene. Marea majoritate a apelor arteziene exploatabile se întîlneşte la adîncimi de 250—400 m în nisipuri şi pietrişuri panoniene, cu alimentare dinspre Carpaţi. Cuaternarul se distinge cu o structură în general torenţială, cu litologie variată, cu straturi acvifere de extensiune relativ mică. De exemplu, la Arad (pe conul Mureşului) pînă la adîncimea de 424 m au fost întîlnite 12 orizonturi acvifere ascensionale. Pleistocenul mediu conţine ape arteziene în cantităţi mai mari, mai ales la sud de Mureş.

Apele arteziene din Cîmpia de Vest se exploatează intens pentru alimentarea unor oraşe şi a numeroase localităţi cum sînt: Satu Mare, Diosig, Zalău, Oradea, Salonta, Ineu, Arad, Timişoara etc.

Masivele hidrogeologice de cumpănă au fost identificate în Carpaţi (*OC*) şi în Dobrogea de Nord (*MD*).

În Carpaţi, structura litologică variată nu asigură dezvoltarea unor resurse deosebite de ape de adîncime. În regiunile şisturilor cristaline şi eruptive ele pot apărea pe unele falii în mod izolat. Rezerve mai mari pot exista în structurile sinclinale ale cuverturii sedimentare, în mezozoicul calcaros sau conglomeratic, în flişul cretacic-paleogen etc., însă ele nu au fost deocamdată studiate şi folosite.

Dobrogea de Nord este lipsită, de asemenea, de ape de adîncime cu resurse însemnate. Ele se întîlnesc totuşi la nord de bazinul Babadagului, mai

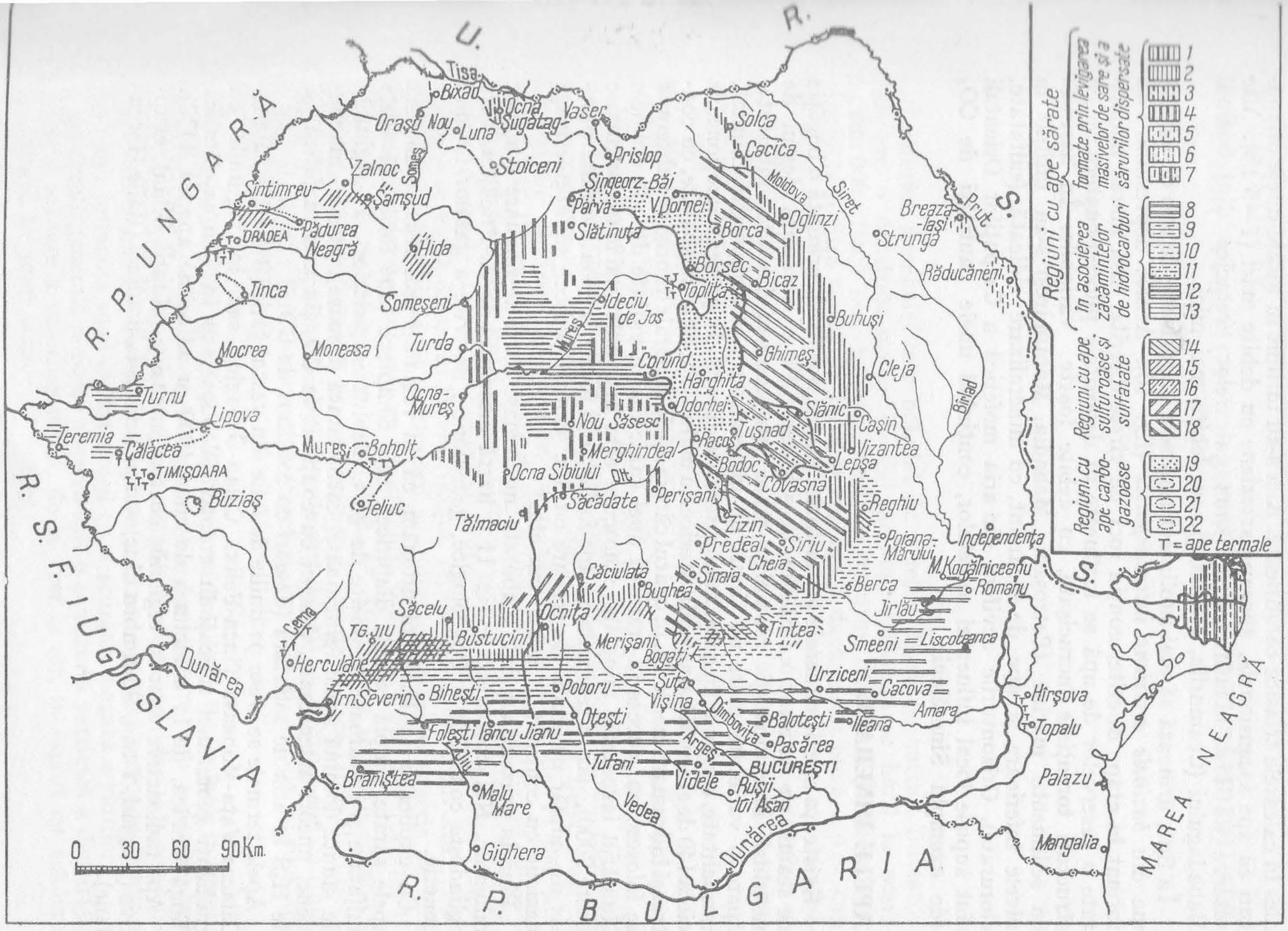


Fig. 11. Ardealul tipurilor genetice de ape minerale în R. S. România (după A. Pricăjan).

1. În zona miocenă a Carpaților Orientali; *2.* În zona miocenă a Depresiunii Getice; *3.* În Depresiunea Maramureșului; *4.* În Bazinul Transilvaniei; *5.* În Platforma Moldovenească; *6.* În depozitele cuaternare ale Cîmpiei Române; *7.* În depozitele cuaternare ale Deltei Dunării; *8.* În Depresiunea Valahă; *9.* În Depresiunea Getică; *10.* În zona mio-pliocenă a Carpaților Orientali; *11.* În flișul Carpaților Orientali; *12.* În Bazinul Transilvaniei; *13.* În Depresiunea Panonică; *14.* Generate prin levigarea gipsurilor; *15.* Generate prin levigarea sulfurilor conținute în zăcămîntul de cărbuni; *16.* Generate prin levigarea sulfurilor complexe conținute de rocile cristaline; *17.* Generate prin levigarea sulfurilor conținute de conglomeratele eocene; *18.* Generate prin levigarea sulfurilor disperse din rocile flișului; *19.* Situate în aureola mofetică a eruptivului munților Harghita—Călimani; *20.* Situate în aureola mofetică a eruptivului munților Oaș—Gutîi—Țibleș; *21.* Situate în aureola mofetică a eruptivului Munților Apuseni; *22.* Situate în aureolă mofetică aparținînd corpurilor intrusive profunde; (A. Pricăjan: Zăcămintele de apă minerale în R.S.România, în „Bul. Soc. de Șt. Geol. din R.S.R.," Vol. XI. Buc. 1969).

ales în calcarele triasice carstificate. Aici s-au întîlnit în foraje unele orizonturi cu ape ascensionale, aproape arteziene cu debite mari (1—5 l/s). Alte rezerve au fost identificate în zona calcarelor cretacice din bazinul Babadagului (Ceamurlia, Babadag), cu debite mai mici.

În fine, urmează să mai subliniem resursele importante de ape de adîncime din *bazinele arteziene intracarpatice* (fig. 10). Aceste depresiuni s-au format în etape diferite, conţin roci de vîrste diferite, însă marea majoritate a rezervelor de apă se întîlneşte în depozitele pliocen-cuaternare cu structuri torenţiale încrucişate, cu debite foarte variabile. În bazinele cu sedimente marine (Petroşani, Mehadia, Maramureş) s-au întîlnit la nivele inferioare şi ape de zăcămînt, cu mineralizare ridicată (sulfatate, clorurate). Orizonturile acvifere din aria mofetică a Carpaţilor Orientali sînt supuse local influenţei mofetelor, conţinînd unele cantităţi de CO_2 (de exemplu Sîncrăieni).

APELE MINERALE

Existenţa apelor minerale pe teritoriul patriei noastre reprezintă o bogăţie de seamă pe care rar o întîlnim în alte ţări. Pe o suprafaţă destul de restrînsă, în comparaţie cu a altor state europene sau din alte continente, apare o varietate mare de tipuri de mineralizare, cu compoziţie chimică, termalitate, conţinut în gaze, radioactivitate diferită. În prezent funcţionează circa 140 de staţiuni balneo-climaterice, în majoritate bine amenajate, cu control şi îndrumare medicală, în cadrul cărora apele minerale de origine subterană se folosesc cu succes în tratarea unei game foarte variate de boli cronice. Numărul izvoarelor minerale cunoscute este însă mult mai mare (se cunosc peste 2000), iar în regiunile cu ape fosile, prin foraje, se poate obţine practic un număr nelimitat de izvoare cu ape cloruro-sodice, sulfatate, magneziene cu conţinut în iod, brom etc.

Pînă în prezent au fost elaborate numeroase hărţi de raionare a apelor minerale. Noi prezentăm în fig. 11 o hartă întocmită de A. Pricăjan, care oglindeşte condiţiile hidrogeologice, geochimice, de ivire a gazelor, în mod genetic.

Ca explicaţie la hartă menţionăm, că în regiunile sedimentare domină apele sărate simple (zonele diapirice), cele complexe (ape fosile) şi apele sulfatate şi sulfuroase (depozite de gips, dizolvarea piritelor). În regiunile de munte domină apele feruginoase, carbonatate (feroase), calcice, magneziene, uneori arsenicoase, deseori cu conţinut în CO_2 (în aria mofetică) şi de H_2S în aria de solfatară (deseori cu conţinut de CO).

Apele termale se ivesc pe liniile de falie din vestul ţării (Băile Herculane, Călacea-Vaţa-Moneasa-Tinca-Felix, Călan-Geoagiu) sau în regiunile cu gradienţi geotermici ridicaţi în eruptiv (Topliţa) sau în Cîmpia Vestică (lîngă Oradea, de la adîncimea de circa 1800 m adîncime ape cu 90°C).

Ape radioactive apar în regiunile cu roci intrusive (Munţii Gilău), eruptive (Tuşnad, Turia, Sîntimbru Ciuc) sau pe linii de falii adînci (Băile Herculane).

CAPITOLUL IV

Rețeaua rîurilor și sursele ei de alimentare

Teritoriul României este brăzdat de o rețea deasă de cursuri fluviatile care are o densitate medie de 0,5 km/km^2, calculată pe hărți la scara 1 : 200 000. Dacă s-ar însuma lungimea tuturor rîurilor și pîraielor, s-ar ajunge la o cifră totală de 118 000 km, adică dacă le-am pune cap la cap am reuși să înconjurăm pămîntul de aproape 3 ori pe linia ecuatorului. În această lungime însă nu este cuprinsă rețeaua deasă a cursurilor cu scurgere intermitentă, torențială, care reprezintă încă cel puțin o treime din lungimea menționată.

Marea majoritate a rîurilor se înmănunchează, îndreptîndu-și cursurile spre Dunăre, prin intermediul căreia „sfîrșesc" în Marea Neagră. În afara Dunării numai cîteva pîraie din Dobrogea își varsă apele direct în mare.

Rîurile din nord-vestul țării sînt drenate spre Dunăre de Tisa în care, de pe teritoriul țării noastre, se varsă Vișeu, Iza, Săpînța, Turul, Someșul, Crasna, sistemele Crișurilor (inclusiv Barcăul), Mureșul și Bega. Bazinul hidrografic al Tisei se extinde, pe o suprafață totală de 71 436 km^2 (tabelul 1). La sud și la est toate rîurile principale se varsă direct în Dunăre, bazinul lor însumînd 150 234 km^2 (Timiș, Caraș, Nera, Cerna, Jiul, Oltul, Vedea, Argeșul, Ialomița, Siretul și Prutul). Bazinele rîurilor din Dobrogea care se varsă direct în Marea Neagră, reprezintă abia 4 867 km^2. Totodată, în bazinul inferior al Dunării se individualizează și o serie de teritorii semiendoreice subreice cu o suprafață totală de 6 545 km^2 (tabelul 1).

În funcție de poziția lor geografică, V. Mihăilescu împarte sistemele fluviatile din țara noastră în cinci grupe: *A*. Grupa vestică (afluenții direcți ai Tisei) ; *B*. Grupa sud-vestică (rîurile din Banat) ; *C*. Grupa sudică (între Cerna și Siret) ; *D*. Grupa estică (Siret și Prut) și *E*. Grupa rîurilor din Dobrogea.

Densitatea rețelei de rîuri. Densitatea variază între limite largi în funcție de condițiile în care au luat naștere văile lor. Privite sub aspectul legii zonalității naturale se poate observa că densitatea este ridicată în regiunile care au o energie de relief mai mare și care s-au aflat perioade îndelungate sub influența unei climat umed cu o scurgere bogată a rîurilor.

Ca regulă generală se poate observa atît o zonalitate verticală a densității, cît și o scădere a valorilor medii, de la vest la est, în raport cu scăderea umidității în acest sens.

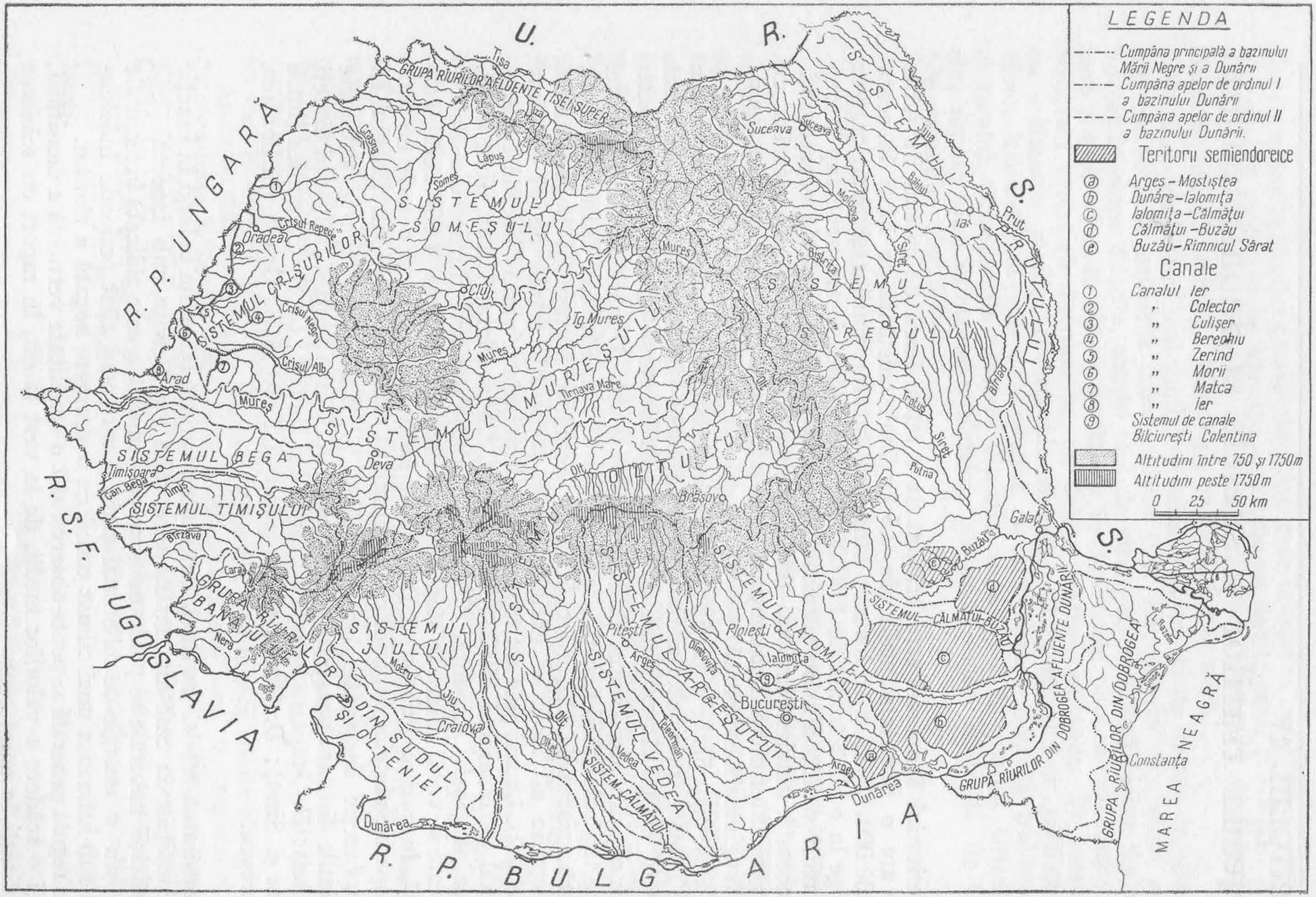


Fig. 12. Reţeaua rîurilor şi grupele hidrografice în România (I. Ujvári).

TABELUL 1

Date privitoare la lungimea şi suprafaţa bazinelor de recepţie ale rîurilor din România.

Bazinul principal	Rîul	Lungimea cursului principal (km)		Suprafaţa bazinului (kmp)		Obs.
		Pe terit. R.S.R.	totală	Pe terit. R.S.R.	totală[1]	
	Vişeul	80,0	—	1 606,0	—	
	Iza	83,0	—	1 303,0	—	
Tisa[2]	Turul	66,0	154,0	1 008,0	1 358	(Vărsare pe terit. R.P.U.)
	Someşul	345,0	418,4	15 217,0	15 266	,,
	Crasna	141,7	194,4	2 000,0	3 686	,,
	Barcău	118,0	195,6	1 979,0	6 095	,,
	Crişul Repede	148,0	207,3	2 425,0	9 119	,,
	Crişul Negru	144,1	167,7	4 476,0	4 645	,,
	Crişul Alb	238,0	248,0	3 957,0	4 275	,,
	Mureşul	718,5	766,0	27 919,0	29 767	,,
	Bega	168,6	254,8	2 241,0	5 566	(Vărsare pe terit. R.S.F.I.)
	Timişul	241,2	339,7	5 248,0	10 352	Vărsare pe terit.R.S.F.I.
	Caraşul	84,9	128,0	1 118,0	1 705	,,
	Nera	131,2	—	1 3 2,0	—	
	Cerna	84,9	—	1 433,0	—	
	Jiul	348,6	—	10 469,0	—	
Dunărea[3]	Oltul	698,8	—	24 300,0	—	
	Vedea	242,7	—	5 364,0	—	
	Argeşul	339,6	—	12 681,0	—	
	Ialomiţa	414,0	—	8 873	—	
	Siretul	592,5	726,0	42 354,0	44 014	(izv. U.R.S.S)
	Prutul	704,0	952,9	10 970,0	28 396	,,
	Taiţa	46,8	—	383,7	—	
Marea Neagră[4]	Teliţa	40,5	—	280,2	—	
	Casimcea	58,5	—	755,5	—	
Teritorii semiendoreice principale	Interfluviale:					
	Rm. Sărat-Buzău;	—	—	821		
	Buzău-Călmăţui;	—	—	1 264		
	Călmăţui-Ialomiţa;	—	—	2 455		
	Ialomiţa-Dunăre.	—	—	1 796		

[1] În această coloană se indică lungimea şi suprafaţa totală a bazinelor de recepţie ale rîurilor care, în parte, se găsesc în afara R.S.R.

[2] Suprafaţa drenată de afluenţii Tisei din R.S.R. 71 436 km^2

[3] Suprafaţa drenată de afluenţii direcţi ai Dunării 150 234 km^2

[4] Suprafaţa aferentă direct Mării Negre 4 867 km^2

Suprafaţa totală a teritoriilor semiendoreice 6 545 km^2

Alte suprafeţe (Delta+Razelm etc.) 4 420 km^2

În ansamblu, densitatea rețelei fluviatile este mai ridicată în munți, unde ea variază între 0,5 și 1,2 km/km². Cele mai mari densități se întîlnesc la altitudinile de 1200—1400 m, în zona unde alimentarea pluvială a rîurilor este cea mai abundentă. Peste 1600—1800 m, unde începe dominarea alimentării nivale de altitudine și unde se accentuează procesele de dezagregare fizică, densitatea începe să scadă, atingînd valori minime la nivelul circurilor glaciale (în jur de 0,4—0,7 km/km²). Scăderea densității rețelei fluviatile în zonele alpine se datorește: perioadei îndelungate de îngheț (6—7 luni pe an), prezenței circurilor și văilor glaciare, datorită cărora pe suprafețe mari se dezvoltă numai cursul principal al rîului, cît și „efectului cumpenei de apă", unde se resimte lipsa unei rețele de rîuri cu scurgere permanentă. Pătura de zăpadă, care se menține 7—8 luni pe an, are un rol protector asupra reliefului, scurgerea provenită din topirea ei fiind de intensitate mică.

În zonele mai joase, considerate subalpine, se îngroașă în mod sensibil pătura depozitelor de versant, iar ploile bogate contribuie la o fragmentare intensă a reliefului. Scoarța de alterare și fisurile rocilor de bază conțin ape freatice din abundență care asigură o alimentare subterană permanentă chiar și rîurilor mici. La nivelul piemonturilor se formează o rețea fluviatilă deasă, însă din cauza rocilor clastice, puternic permeabile, apele se infiltrează spre adîncimi mari, nereușind să alimenteze rîurile în timpul secetelor. În Piemontul Getic și în Piemonturile vestice în urma acestei situații se dezvoltă o rețea fluviatilă deasă, dar cu scurgere intermitentă (cu o densitate în jur de 0,3—0,7 km/km²).

În Podișul Transilvaniei unde umiditatea și energia reliefului este în general mai mare, densitatea rețelei fluviatile este mai ridicată decît în Podișul Moldovei chiar în condițiile unei vîrste continentale asemănătoare. În timp ce în primul caz valorile dominante sînt în jur de 0,5—0,7 km/km². în cel de al doilea densitatea este între 0,3 și 0,5 km/km² (fig. 13).

În Cîmpia Română limita teritoriilor cu o densitate sub 0,3 km/km² coincide, în linii mari, cu aria extinderii depozitelor cuaternare reprezentate, mai ales, de pătura de loess și depozite fluviatile. Deși bilanțul hidrologic al acestor teritorii marchează o umiditate mai bogată în comparație cu regiunile de podiș ale Moldovei, valorile densității rămîn totuși mai mici. Aceasta este o urmare a diferenței mici de nivel ce există între suprafața generală a Cîmpiei Române și baza sa de eroziune — Dunărea. Așa se poate explica caracterul intact din punctul de vedere al eroziunii liniare a Bărăganului de sud, și în general al regiunilor cu crovuri, în care domină procesele hidrologice pe „verticală" (infiltrații, evaporație). Totodată însă trebuie să facem o precizare: prezența acestor teritorii cu izodensa „*O*" se află în condițiile climei de stepă, unde evaporabilitatea depășește de aproape două ori cantitatea precipitațiilor; această situație continuă probabil încă din timpul formării loessului.

Densitatea rețelei de rîuri este mai ridicată în Cîmpia de Vest decît în Cîmpia Română. Această diferență provine pe de o parte din umiditatea mai ridicată, iar pe de altă parte datorită apelor freatice, care alimentează mai bogat rețeaua locală, precum și naturii morfo-genetice specifice: extensiunea mare a cîmpiilor de divagare. Valorile sub 0,3 km/km² sînt caracteristice numai unei fîșii înguste din zona graniței de vest a țării, în rest ridicîndu-se pînă la 0,5—0,7 km/km².

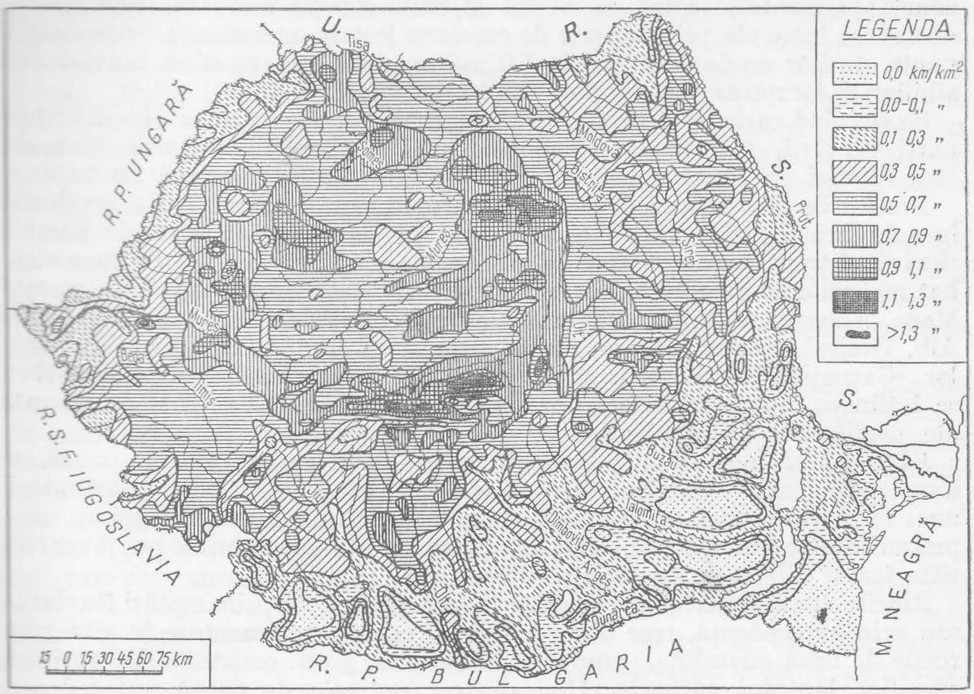


Fig. 13. Densitatea rețelei de rîuri și dinamica repartiției ei teritoriale în România (după I. Ujvári, F. Dumbravă).

Abateri de la această zonalitate se observă în regiunile cu condiții geologice locale specifice (carst, piemont) și de structură locală specifică a rețelei hidrografice (piețe de apă, convergențe, divergențe etc.). Astfel, după cum este de așteptat, în regiunile carstice cursuri de ape superficiale se organizează mai rar, majoritatea scurgerii formîndu-se pe cale subterană. Deși densitatea din jurul masivelor calcaroase atinge 0,6—0,8 km/km², în interiorul acestora ea scade pînă la 0,3—0,6 km/km², ceea ce se poate urmări în carstul munților Pădurea Craiului, Bihorului, carstul Carașului, Bedeleu, Mehedinți etc. În sudul Dobrogei unde ariditatea climei este accentuată, cursurile de rîuri lipsesc cu totul (cele permanente sau semipermanente).

Densități ridicate pot fi sesizate în zonele de ivire a apelor subterane la extremitățile piemonturilor, glacisurilor, cum este de exemplu valoarea maximă de 1,4 km/km² de la poalele nordice ale Munților Făgăraș (lunca din stînga Oltului), din Țara Bîrsei (0,9—1,1) etc.

Desigur, o caracterizare mai aprofundată a densității rețelei fluviatile se va putea face atunci cînd se va analiza, în detaliu, densitatea rețelei fluviatile cu scurgere permanentă și temporară. Aceasta însă va deveni posibilă numai după o cartare hidrografică detaliată a țării.

Profilurile longitudinale ale rîurilor. Majoritatea rîurilor importante din țara noastră își au obîrșia în regiunile carpatice. Pantele acestor rîuri care sînt mari în cursul lor superior (pînă la 300 m/km), scad treptat înspre

zonele piemontane (pînă la 5—10 m/km). Aceste sectoare fluviatile se deosebesc între ele prin acțiune de eroziune liniară accentuată. Spre cîmpii, panta rîurilor scade de la 0,5 la 1,0 m/km, ceea ce determină aluvionarea albiilor și formarea meandrelor simple și complexe.

Examinînd caracterul profilurilor longitudinale ale rîurilor din diferitele părți ale țării, se pot deosebi două tipuri de bază: *profilurile normale*, fără rupturi de pantă mai esențiale, și *profilurile longitudinale în trepte*.

Profilurile fără rupturi de pantă se apropie, prin natura lor, de profiurile în echilibru relativ, avînd o alură parabolică (fig. 14). Pantele acestor rîuri scad treptat spre confluență. Asemenea profiluri le au rîurile care străbat regiuni cu o structură petrografică relativ uniformă, cum sînt Someșul Mare, Almașul, Agrijul, Sălajul, Crasna, Tîrnavele, Crișul Negru, Crișul Alb, Timișul, Motrul și toate rîurile care își au originea din direcția crestelor Carpaților Meridionali și rîurile din Moldova. În lungul acestor rîuri se întîlnesc repezișuri locale, însă acestea nu apar ca elemente dominante ale profilurilor longitudinale.

Rîuri cu profiluri longitudinale în trepte, deci cu rupturi de pantă, se formează în cazul văilor transversale (antecedente, epigenetice), a străbaterii unor formațiuni mai rezistente la eroziune, în lungul văilor glaciare, și a pragurilor tectonice și de baraj de alunecare. Aceste rupturi pot avea un ritm foarte diferit de evoluție și dimensiuni.

Rîurile cu văi transversale formate în majoritatea lor prin captări fluviatile sau prin antecedență, trec dintr-o regiune cu roci sedimentare în alta prin rocile de bază cristaline, eruptive, calcaroase, gresii rezistente la eroziune, specifice lanțului carpatic. Una dintre rupturile de pantă antecedente,

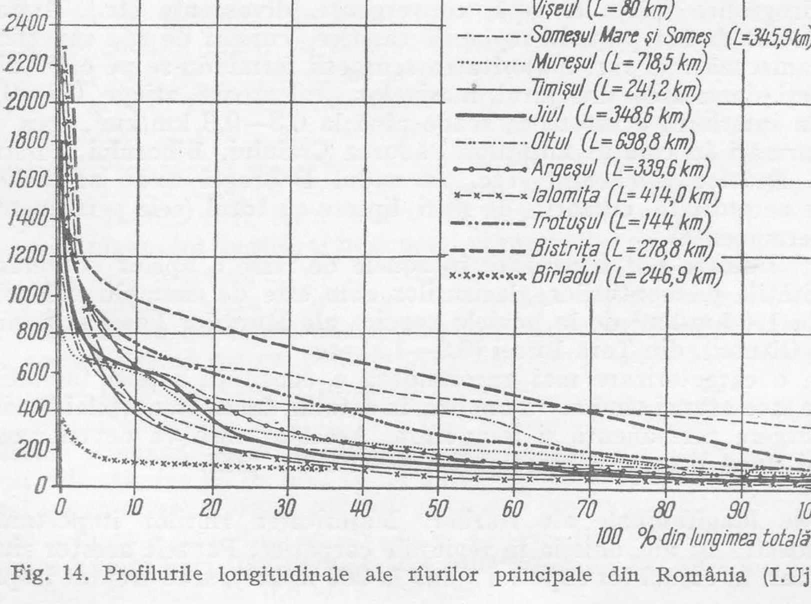


Fig. 14. Profilurile longitudinale ale rîurilor principale din România (I.Ujvári).

grandioase este defileul Dunării, în care cataractele și „cazanele" sînt elementele dominante. Rupturi de pantă importante se întîlnesc, de asemenea, în defileele Mureșului superior, Oltului la Tușnad, Racoș, Turnu Roșu, Jiului (Lainici), Buzăului superior, Crișului Repede superior etc.

Un exemplu clasic de formare a profilurilor în trepte, datorită diferenței de duritate a rocilor de bază, îl putem da pe cel al Someșului Cald care între Beliș și Lăpustești traversează masivul granitic al Gilăului cu pante ce depășesc 50 m/km.

Profiluri în trepte, cauzate de eroziunea glaciară, sînt foarte răspîndite în zonele alpine ale munților Rodnei, Făgăraș, Parîng și Retezat, unde pe treptele glaciare se instalează uneori și lacuri, iar în aval de acestea se formează cascade de zeci de metri înălțime (cascada Bîlea, cascada Șerbotei etc.).

Trepte se mai pot întîlni și în lungul cursurilor de apă din Cîmpia Transilvaniei și Podișul Moldovei, unde ruptura de pantă este cauzată de unele alunecări de teren sau baraje artificiale existente din timpurile istorice, tăiate de cursurile fluviatile. Ele au importanță pentru agricultură, deoarece în amonte de aceste trepte se formează zone înmlăștinite, ușor inundabile, care se drenează artificial.

Din fig. 14, reiese că rîurile de pe versanții estici ai Carpaților Orientali, care curg aproape paralel cu direcția crestelor montane, au și cursurile cele mai înalte (ca poziție generală). Dintre acestea se distinge cursul Bistriței, care pare să formeze „axa cursurilor înalte" în Carpații Orientali. Rîurile care și-au format cursuri perpendiculare pe crestele carpatice, au căderi mari în sectorul lor superior și sînt mai echilibrate apoi în sectoarele piemontane și de cîmpie (Argeșul, Ialomița, afluenții Oltului și Jiului inferior, afluenții Mureșului inferior etc.).

Sursele de alimentare ale rîurilor. Rîurile din țara noastră sînt alimentate de apele rezultate de pe urma *topirii zăpezilor, din ploi* (elementele scurgerii superficiale) și *din apele subterane.* Topirea zăpezilor determină apariția *perioadei apelor mari de primăvară,* fază deosebit de importantă pentru regimul majorității rîurilor; apele mari rezultate din topirea zăpezi-

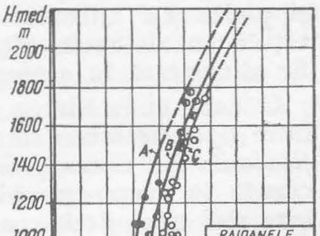


Fig. 15. Relația ponderii alimentării din zăpezi, din scurgerea superficială, cu altitudinea în România (Z = f(Hm), (I.Ujvári).

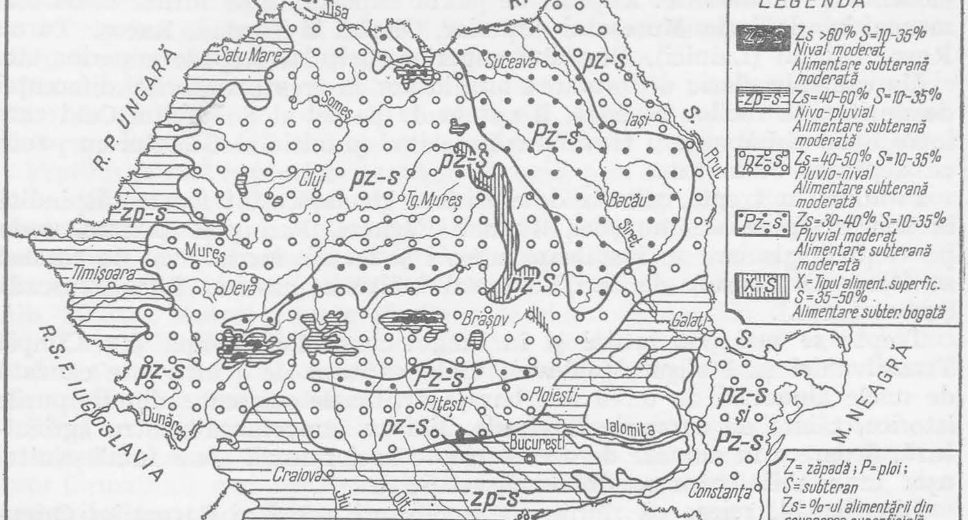


Fig. 16. Schema răspîndirii tipurilor de alimentare a rîurilor din România (I. Ujvári).

lor sînt asociate adeseori şi cu viiturile provenite din ploi. Alimentarea pluvială este caracteristică, mai ales, în lunile mai—iulie cînd în regiunile joase se produce *perioada viiturilor de la începutul verii* şi concomitent în munţi *apele mari pluvio-nivale de vară.* Alimentarea subterană are un rol esenţial în timpul lipsei scurgerii superficiale. Fără existenţa ei rîurile seacă în *perioadele apelor mici de iarnă* şi de *vară-toamnă.*

Sursele de alimentare superficială, care reprezintă 60—80% din scurgerea totală fluviatilă pe teritoriul ţării noastre, au o compoziţie variabilă pe teritoriu în ceea ce priveşte raportul dintre sursele de bază : zăpada topită şi ploile. La altitudini mari, în zona alpină, circa 50—75% din precipitaţiile anuale revin zăpezilor. Este normal, deci, ca aici şi scurgerea să fie alimentată în aceeaşi măsură.

O dată cu scăderea altitudinii se produce însă o serioasă distanţare între *tipul de nivozitate al precipitaţiilor* şi *tipul de nivozitate al scurgerii fluviatile* din cauza producerii unor pierderi tot mai accentuate a ploilor căzute la evapo-transpiraţie. În regiunile de cîmpie scurgerea de vară este mai mică decît cea de iarnă, provenită mai ales din topirea zăpezii. În anul 1957, în urma unor studii minuţioase, a fost identificată şi o zonă inferioară, aridă, a dominării tipului de alimentare nivală a rîurilor, deşi în cîmpii circa 80—85% din precipitaţii cad sub formă de ploaie (241). Între cele două extremităţi, pe cea mai mare parte a teritoriului ţării domină alimentarea pluvio-nivală şi chiar cea pluvială moderată. (v. fig. 16).

Această zonalitate interesantă, evidenţiată pentru prima dată în ţara noastră (241) prin date hidrometrice concrete ne-au îndreptăţit să separăm o *zonă de atrofiere a alimentării superficiale,* faţă de tipul de nivozi-

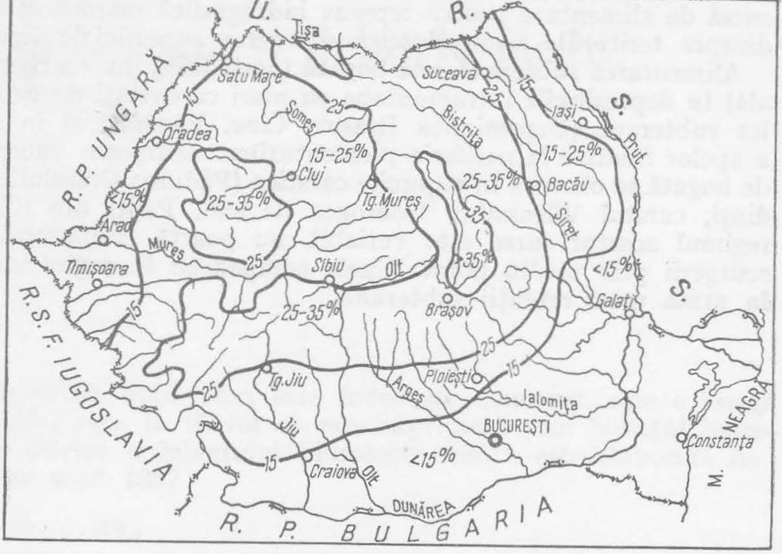


Fig. 17. Schema procentajului alimentării subterane a apelor subterane din România (I. Ujvári).

tate al precipitaţiilor, unde diferenţa de nivozitate depăşeşte 30-35%. La altitudini mari desigur că apare *izotrofia de nivozitate* (abateri sub 10%), iar între ele zona de *nivozitate heterotrofă* (abateri între 10—30%).

Este evident, că o dată cu atrofierea scurgerii creşte instabilitatea ei (influenţa pierderilor), scade scurgerea superficială, coeficientul de scurgere se reduce, deci se reduc în general rezervele de apă. Desigur, în regiunea de cîmpie pierderile mari ale precipitaţiilor prin evapo-transpiraţie se datoresc şi reliefului slab fragmentat unde o scurgere mai abundentă se poate forma numai în timpul apelor mari de primăvară, cînd topirea zăpezilor întîlneşte un sol puternic îmbibat cu apă. După cercetările existente s-a stabilit că în timpul verii se pierd minimum 10—15 mm de ploaie, pînă ce solul se saturează şi poate porni scurgerea superficială.

În ţara noastră domină, în general, tipul de alimentare superficială *pluvio-nivală* (alimentarea din zăpezi 40—50% între altitudinile de 300 şi 1600 m) şi cele *nivo-pluviale* (alimentarea din zăpezi 50—60%) sau *nival moderat* (alimentare din zăpezi 60—80%) în regiunile de cîmpie, în condiţii atrofe şi în munţii înalţi în condiţii izotrofe. La nord de Trotuş unde se resimte regimul podolic al precipitaţiilor cu două maxime de vară în iunie şi august şi cu ploi torenţiale deosebit de intense, în condiţiile reliefului puternic fragmentat, apare şi tipul *pluvial moderat* (alimentarea din zăpezi 30—40%). Acest tip de alimentare este caracteristic Podişului Bîrladului, Carpaţilor Orientali (versanţii estici), zonei premontane sudice şi nordice ale Carpaţilor Meridionali.

Alimentarea subterană participă la scurgerea medie anuală în jur de 30%. Totuşi, ea este mai redusă în regiunile secetoase, de cîmpie, unde deseori devine săracă (sub 15%) şi în Piemontul Getic în cazul pîraielor

autohtone, intermitente, din cauza infiltrațiilor puternice. Este singura sursă de alimentare pentru rețeaua hidrografică majoră în Bărăgan, unde dinspre teritoriile semiendoreice scurgerea superficială lipsește cu totul.

Alimentarea subterană este bogată (peste 35% din scurgerea medie anuală) în depresiunile intramontane cu mari capacități de acumulare a apelor subterane (Depresiunea Brașov, Ciuc, Făgăraș) și în zona de efilare a apelor freatice la periferia piemonturilor. Scurgerea subterană deosebit de bogată se observă în regiunile carstice (Pădurea Craiului, Podișul Mehedinți, carstul Vîlcanului, Dobrogea de sud, Padiș din Bihor etc.), însă regimul acestor surse este variabil, nu poartă amprentele regularizării scurgerii prin mediu poros. Unele compensări în regim intervin în carst în urma unor retenții subterane.

CAPITOLUL V

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor

Scurgerea fluviatilă, după cum este îndeobşte cunoscut, este o verigă a circuitului apei, care la rîndul ei este exprimată prin bilanţul hidrologic. Formula clasică a bilanţului hidrologic mediu este elaborată de E.A.Brückner în anul 1887:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + \Delta w_0$$

adică *precipitaţiile* căzute (X_0) în cuprinsul bazinelor de recepţie se consumă prin formarea *scurgerii* (Y_0) şi prin evapo-transpiraţie (Z_0), toate exprimate în strat mm. Valoarea $\pm \Delta w_0$ adăugată formulei de E.V.Oppokov serveşte pentru exprimarea unor schimburi de ape (subterane sau superficiale) cu bazinele învecinate.

Circuitul apei în ansamblu a fost exprimat în formula lui M.I. Lvovici (1950):

$X_0 = S_0 + W_0 = S_0 + (U_0 + Z_0)$, unde pe lîngă semnele de mai sus figurează:

S_0 = scurgerea medie superficială; W_0 = umezirea totală a solului;

U_0 = scurgerea subterană.

Valoarea umezirii totale a solului (W_0) este un indice valoros de umiditate, care este aproape constant în regiunile cu umiditate bogată (stare apropiată de saturare) şi variază foarte sensibil în regiunile joase, secetoase, după disponibilul de apă.

REPARTIŢIA TERITORIALĂ A ELEMENTELOR BILANŢULUI HIDROLOGIC

Legile de bază ale formării apelor pe teritoriul ţării au fost tratate în capitolul referitor la condiţiile geografice. Ele se reflectă destul de fidel în repartiţia tuturor elementelor componente, chiar dacă între ele se completează sau se modifică în sens contrar.

Cantitatea precipitaţiilor medii (**X_0 mm**). Precipitaţiile multianuale (1896-1915; 1921-1965) variază între 350 mm şi 1600 mm pe teritoriul ţării. Imaginea ce se poate obţine prin studierea hărţii precipitaţiilor se conformează cu o serie de legi dinamice. În partea vestică a ţării şi ca atare

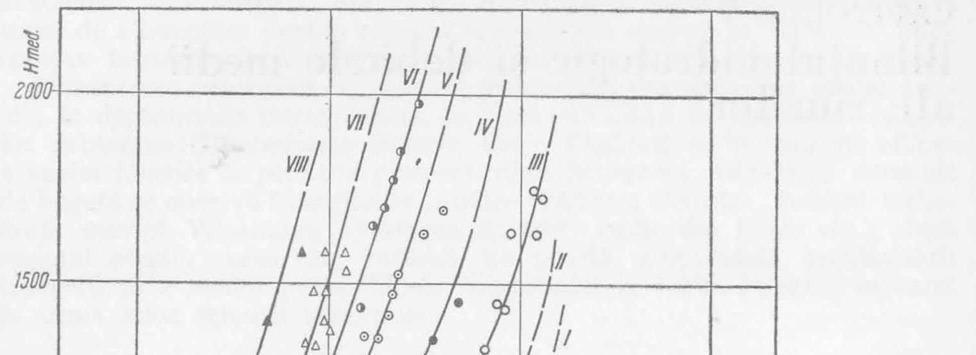


Fig. 18. Relaţia precipitaţiilor medii pe bazine cu altitudinea medie şi raioanele de valabilitate (după I. Ujvári, P. Gălan).

pe versanţii expuşi spre vest ai dealurilor şi munţilor cantitatea precipitaţiilor este întotdeauna mai mare cu 10—50% la aceeaşi altitudine. Din cauza proceselor adiabatice şi termice zonale, precipitaţiile medii cresc cu altitudinea: cu gradienţi mai mari pe versanţii vestici şi mai mici pe cei estici sau chiar sudici. În fig. 18 sînt reprezentate graficele de legătură dintre altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi cantitatea medie a precipitaţiilor căzute pe ele. Legea expoziţiei versanţilor se oglindeşte în cele cinci ramuri, fiecare cu gradienţi diferiţi. Maxima gradienţilor se obţine la altitudinea de 1000—1600 m, iar a precipitaţiilor în Munţii Oaş, Apuseni şi Retezat cu dublă influenţă oceanică.

Scăderea cantităţilor de precipitaţii de la vest la est, este, de asemenea, evidentă. În Cîmpia de Vest, cu excepţia unei fîşii din zona de graniţă, media anuală a precipitaţiilor este mai mare de 600 mm, iar la contactul piemontan la altitudini mici ajunge la valori de peste 800 mm (Baia Mare, Moneasa etc.). În Moldova extensiune foarte mare o are aria cu

Fig. 19. Harta precipitaţiilor medii mm pe perioada 1896–1915; 1921–1965 (după I. Ujvári, P. Gălan).

valori între 500 şi 600 mm, iar în Cîmpia Moldovei şi la sud de Podişul Bîrladului apar cu extensiune mare valorile de sub 500 mm, care caracterizează apoi Bărăganul, Dobrogea şi sudul Cîmpiei Române (v. fig. 19).

Scurgerea medie fluviatilă (Y_0 mm). Avînd în vedere importanţa mare pe care o are sistemul carpatic în repartiţia teritorială a umidităţii generale, pentru studierea scurgerii medii au fost utilizate pe larg corelaţiile între scurgerea medie şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie.

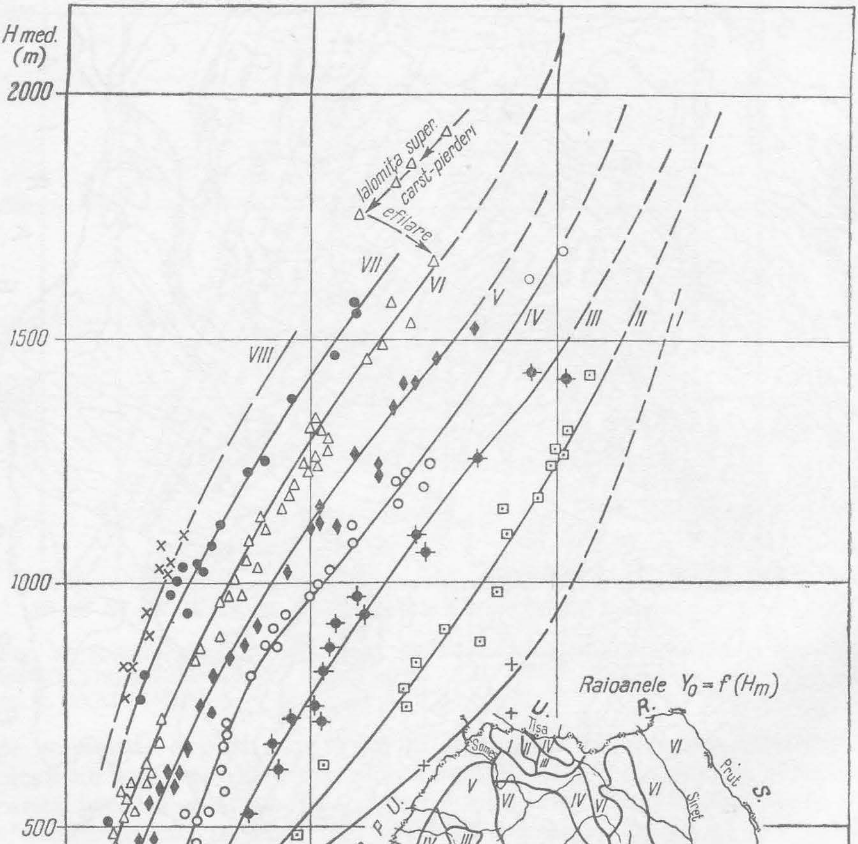


Fig. 20. Relaţia scurgerii medii (1950-1967) cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de răspîndire ale relaţiilor în România (după I. Ujvári, P. Gălan).

Perioada folosită pentru determinarea scurgerii medii a fost cea cuprinsă între 1950 şi 1967 (18 ani) la 410 posturi hidrometrice.

În România, această metodă a fost aplicată în anul 1953 cu prilejul întocmirii primei hărţi a scurgerii bazate pe date de observaţii hidrometrice (43).

Analizînd curbele de legătură, putem distinge şi unele elemente caracteristice comune. Astfel, relaţiile între scurgerea medie şi altitudine nu reprezintă linii drepte, ci înclinate spre dreapta (pînă la înălţimea de circa 1 200 — 1 600 m), după care se abat spre stînga, indicînd deci o cădere a gradienţilor scurgerii (valoarea creşterii scurgerii la 100 m). La altitudinile mici curbele se apropie, datorită scurgerii reduse din regiunile de cîmpie şi de dealuri.

Gradienţii scurgerii medii au, în general, valori destul de reduse în munţii noştri, în comparaţie cu alte regiuni muntoase.

Caracteristica principală a repartiţiei teritoriale a scurgerii în regiunile muntoase din România, pe lîngă zonalitatea verticală, este că, la *aceleaşi altitudini, scurgerea descreşte treptat* de la vest la est. Astfel, diferenţa dintre valoarea scurgerii din vestul şi din estul ţării, la altitudinea de 1 200 m, depăşeşte 100% ; scurgerea medie este de circa 950 mm (30 $l/s/km^2$) pe versantul vestic al masivului Retezat-Godeanu şi al Munţilor Apuseni, de circa 780 mm (25 $l/s/km^2$) pe versantul vestic al Carpaţilor Orientali, de circa 730 mm (23 $l/s/km^2$) în Carpaţii Meridionali şi de circa 310 mm (10 $l/s/km^2$) pe versantul estic al Carpaţilor Orientali. În concluzie, putem afirma că valorile cele mai mari ale scurgerii medii se vor întîlni în regiunile vestice ale ţării, la altitudinile cele mai ridicate. În Retezat şi în Godeanu scurgerea medie ajunge la circa 1 400 mm, în Munţii Apuseni la circa 950 mm, în Munţii Lotrului şi Sebeşului la 1 100 mm, în Munţii Făgăraş 1 250 mm, în Bucegi la 950 mm, în Munţii Rodnei la 1 100 mm, în Călimani la 1 100 mm, în Harghita la circa 800 mm, în regiunea de curbură la circa 630 mm etc. (fig.21).

Regiunile de munte sînt mărginite în vestul ţării de izoreea de 150 — — 300 mm, iar în est de cea de 100 — 150 mm.

În zona piemontană, scurgerea scade rapid spre regiunile de şes. Astfel, piemonturile vestice şi sudice se caracterizează printr-o scurgere medie de 60 — 150 mm, iar cele estice de 30 — 100 mm.

Diferenţa mare dintre umiditatea Podişului Moldovenesc şi a Podişului Transilvaniei se oglindeşte şi în valoarea scurgerii medii. Astfel, cea mai mare parte a Podişului Moldovenesc se caracterizează printr-o scurgere medie de 25—50 mm, care atinge valori de 80 — 90 mm numai în Podişul Sucevei. În acelaşi timp Podişul Transilvaniei, cu excepţia zonei föhnice (Cîmpia Transilvaniei : 40 — 60 mm), se caracterizează printr-o scurgere medie de 60 — 150 mm. Izoreea de 50 mm pătrunde pe culoarul Mureşului, spre vest, ajungînd pînă la Deva.

Şi Cîmpia de Vest se caracterizează printr-o valoare mai ridicată a scurgerii în comparaţie cu Cîmpia Română (25 — 60 mm faţă de 15 — 40 mm), însă diferenţele nu sînt mari, din cauză că surplusul de precipitaţii care cade în Cîmpia de Vest (circa 50 mm) se pierde în cea mai mare parte prin evaporaţie (pante mai mici ale reliefului).

Unele abateri de la regulile generale se datoresc cauzelor locale, care se oglindesc în bazinele de recepţie mai mici (de circa 100—300 km^2). Ast-

Fig. 21. Harta scurgerii medii fluviatile (strat mm) pentru teritoriul României (după I. Ujvári, P. Gâlan).(Perioada 1950–1967, valori calculate

fel, în regiunile carstice scurgerea rîurilor este, de obicei, mai mare decît valoarea zonală ca urmare a unei alimentări subterane deosebite. Această situație se datorește infiltrațiilor rapide a precipitațiilor în calcare, în interiorul cărora evaporația practic lipsește. Iată deci cum, în cazul unor cantități de precipitații similare, scurgerea crește. Un exemplu elocvent îl constituie compararea scurgerii a două rîuri cu bazine hidrografice învecinate din cadrul bazinului Crișului Negru: Roșia (la Pocola) drenează o bună parte din apele regiunii carstice Pădurea Craiului, pe cînd Holodul se formează în general în condiții normale.

TABELUL 2

Rîu	Post	S(km²)	Hm(m)	X_0(mm)	Y_0(mm)	Z_0(mm)	n_0
Roșia	Pocola	267	427	827	397	430	0,48
Holod	Holod	515	293	750	174	576	0,23

Valoarea scurgerii medii specifice variază și în lungul cursului principal al rîurilor, în funcție de abundența scurgerii de pe teritoriile pe care le străbate și de locul de unde își culege afluenții. Pentru țara noastră, acest lucru înseamnă în mare măsură și dispoziția cursului principal față de munți, față de *centrele scurgerii bogate*. Dacă rîul își are originea în munți și curge perpendicular pe crestele muntoase atunci, pe măsura apropierii sale de regiunile de șes, își va micșora treptat și scurgerea medie specifică (de ex. Argeș, Ialomița, Crișul Negru, etc.). Pot exista și alte cazuri, cum sînt cele ale Siretului, Oltului și Mureșului, cînd cursul principal străbate regiuni cu scurgere medie specifică diferită. În acest caz, valoarea scurgerii medii se va schimba în funcție de scurgerea medie a afluenților și a raportului dintre debitul acestora și debitul cursului principal.

Evapo-transpirația (Z_0 mm). Diferența între precipitațiile medii și scurgerea medie de pe bazinele de recepție în țara noastră este în funcție de umiditatea regiunilor și de condițiile termoenergetice în regiunile montane. În ambele cazuri, evapo-transpirația va fi mai redusă decît valoarea evaporației potențiale, deoarece în timpul anului solul nu este în permanență suprasaturat cu apă. Vara există pretutindeni o perioadă mai lungă sau mai scurtă cînd cantitatea de apă de la suprafața solului nu acoperă evaporația maximă posibilă. Examinînd legătura grafică între evaporația potențială și evapo-transpirație, se poate observa că în zona umidității bogate, în Carpați, o dată cu creșterea altitudinii, diferența dintre evaporația potențială și evapo-transpirație scade, dar ele nu vor fi niciodată egale din cauza perioadelor cu umiditate deficitară, care se observă chiar și în zona alpină.

În același timp, în zona valorilor mari ale evaporației potențiale (700—880 mm/an), evapo-transpirația aproape că nu depinde de acest factor. În regiuni diferite se poate observa cum evapo-transpirația depinde aproape exclusiv de umiditatea regiunii respective (curbele A — D din fig. 22).

Faptul că în munți evaporația potențială descrește o dată cu altitudinea determină și o scădere a evapo-transpirației în acest sens aceasta atingînd

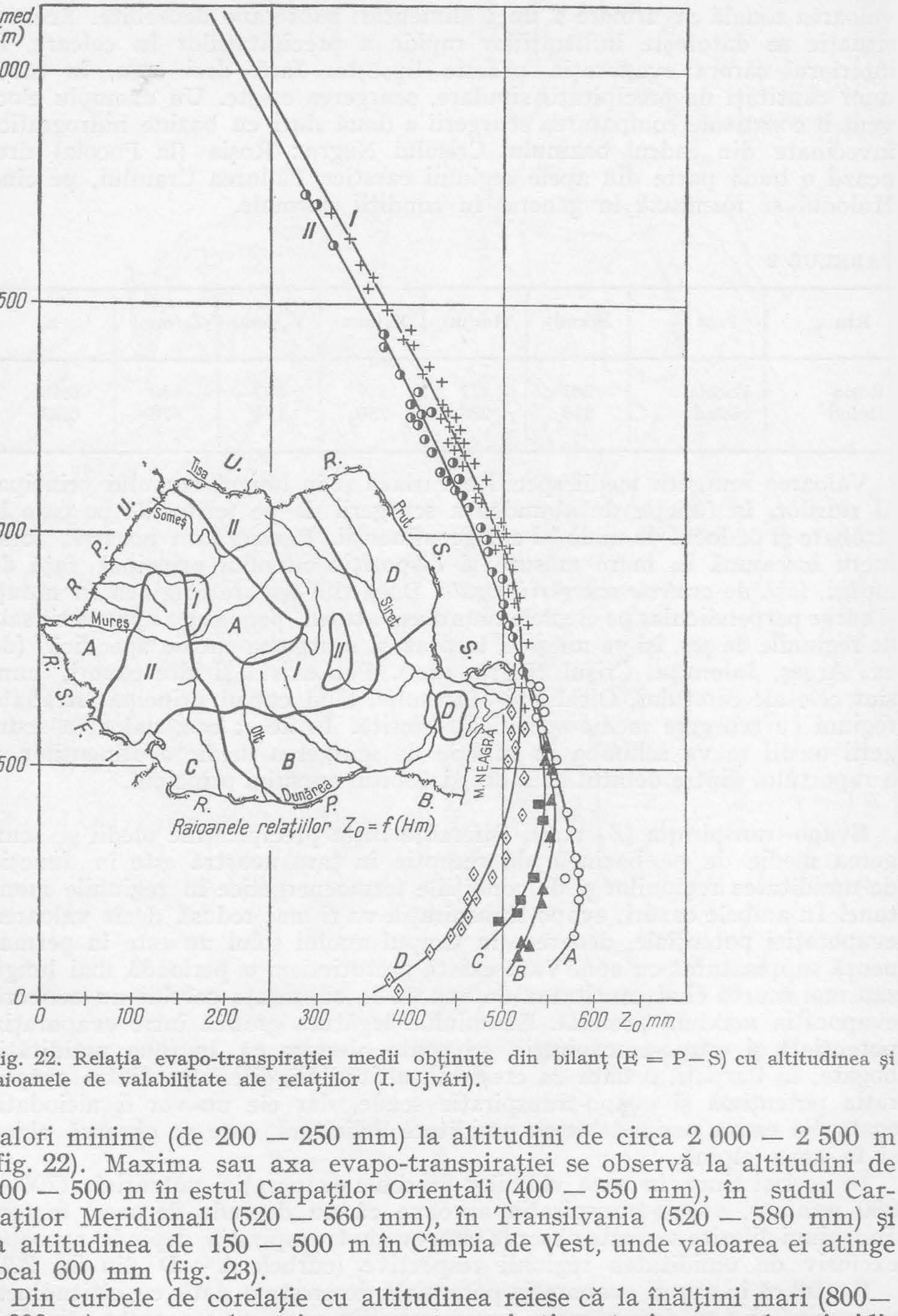


Fig. 22. Relația evapo-transpirației medii obținute din bilanț (E = P−S) cu altitudinea și raioanele de valabilitate ale relațiilor (I. Ujvári).

valori minime (de 200 — 250 mm) la altitudini de circa 2 000 — 2 500 m (fig. 22). Maxima sau axa evapo-transpirației se observă la altitudini de 300 — 500 m în estul Carpaților Orientali (400 — 550 mm), în sudul Carpaților Meridionali (520 — 560 mm), în Transilvania (520 — 580 mm) și la altitudinea de 150 — 500 m în Cîmpia de Vest, unde valoarea ei atinge local 600 mm (fig. 23).

Din curbele de corelație cu altitudinea reiese că la înălțimi mari (800—1 600 m), pe pantele estice, evapo-transpirația este în general mai ridi-

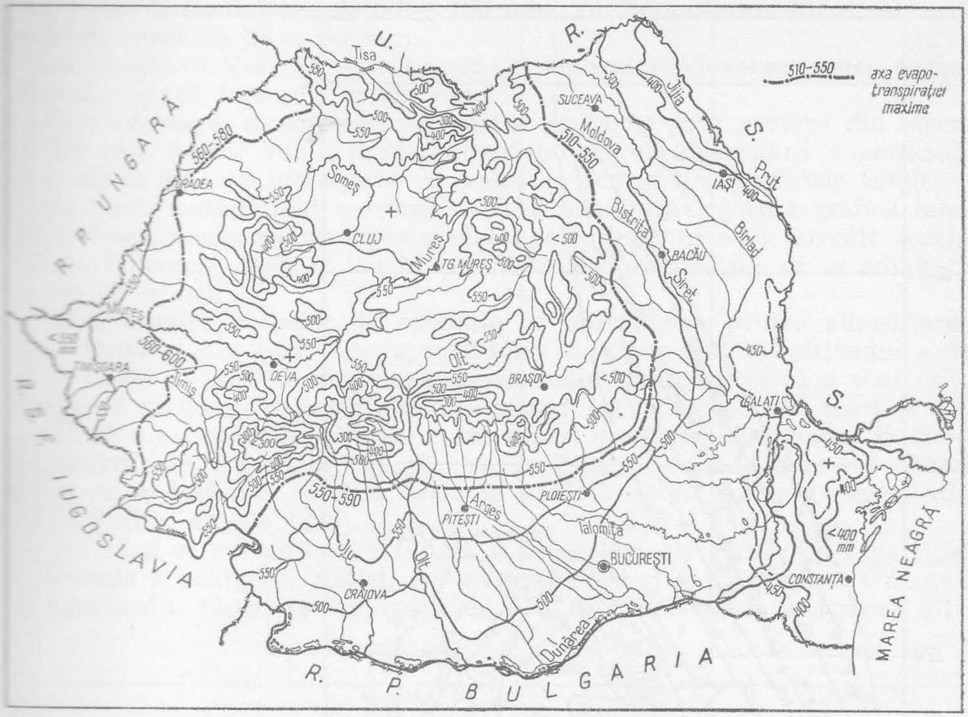


Fig. 23. Schema repartiției teritoriale a evapo-transpirației medii (mm) (I. Ujvári).

cată decît pe pantele vestice, cu circa 10 — 30 mm (fig. 22). După părerea noastră, fenomenul se datorește proceselor catabatice frecvente, de durată pe clinele estice ale Carpaților, care favorizează evaporația.

Gradienții evapo-transpirației variază între 0 și 30 mm/100 m pe versanții estici și 0 și 60 mm/100 m pe cei vestici.

În regiunile cu umiditate deficitară sau semiaride, evapo-transpirația variază între 470 — 370 mm/an și depinde aproape exclusiv de cantitatea medie anuală de precipitații.

Coeficientul scurgerii medii (η_0). Coeficientul scurgerii, ca raport între scurgerea medie a rîurilor și cantitatea medie a precipitațiilor căzute pe suprafața bazinelor de recepție, variază pe teritoriul României între limite largi. Astfel, în regiunile muntoase, la altitudini mari, aproape 80 — 85% (η_0 = 0,80 — 0,85) din precipitații se scurg, pe cînd în regiunile de șes se scurg numai 3 — 10% (0,03 — 0,10), datorită condițiilor diferite ale evapo-transpirației. Astfel, coeficientul scurgerii prezintă o zonalitate verticală bine conturată, gradienții lui fiind deosebiți în diferitele regiuni ale țării (fig. 24) După cît se poate observa din schema coeficientului scurgerii (fig. 25), regiunile muntoase sînt delimitate de valoarea de 30 mm, ceea ce indică condiții favorabile de formare a scurgerii. Valori azonale se întîlnesc în regiunile carstice, unde coeficientul scurgerii depășește de obicei

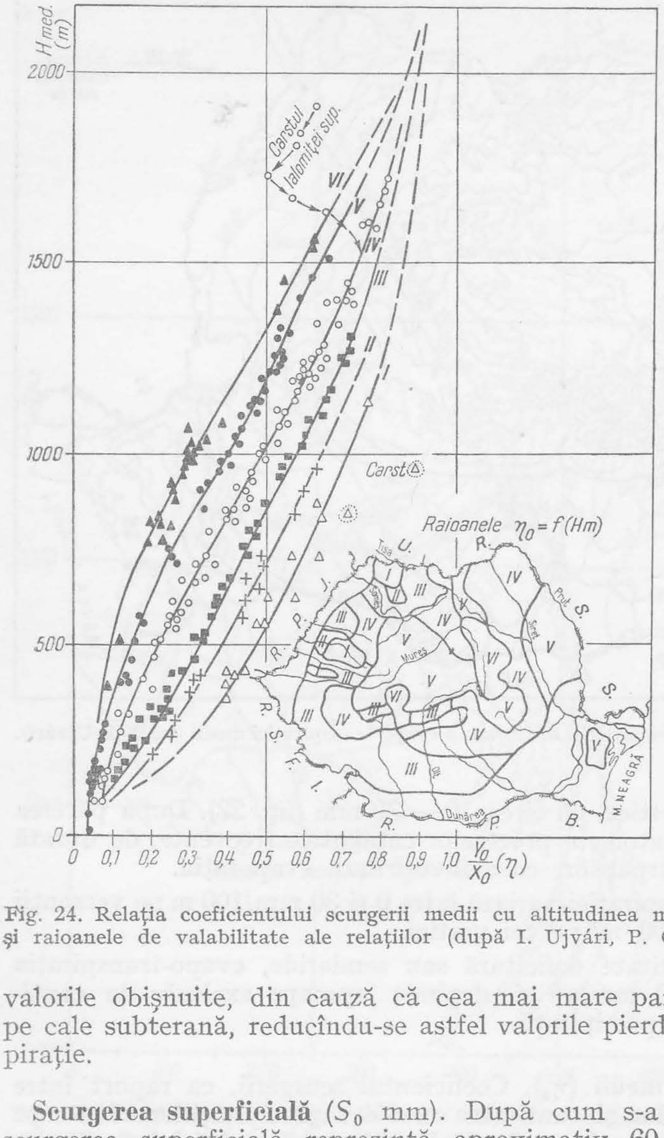


Fig. 24. Relația coeficientului scurgerii medii cu altitudinea medie a bazinelor de recepție și raioanele de valabilitate ale relațiilor (după I. Ujvári, P. Gălan).

valorile obișnuite, din cauză că cea mai mare parte a scurgerii se face pe cale subterană, reducîndu-se astfel valorile pierderilor prin evapo-transpirație.

Scurgerea superficială (S_0 mm). După cum s-a mai arătat în munți scurgerea superficială reprezintă aproximativ 60 — 70% din scurgerea totală medie anuală, și în regiunile de șes și de dealuri circa 75 — 80%. Prin excluderea alimentării subterane, reducerea scurgerii totale anuale nu schimbă cu mult legile de repartiție observate în cazul scurgerii medii anuale. Astfel, se remarcă o creștere a scurgerii superficiale o dată cu creșterea altitudinii, valorile maxime înregistrîndu-se în Munții Retezat — circa 900 mm/an. Majoritatea masivelor muntoase vestice sînt încadrate de izoreea scurgerii superficiale de 200 mm, iar Carpații Orientali de cea de 100 mm. În Bazinul Transilvaniei, pentru Cîmpia Transilvaniei și vestul Podișului Tîrnavelor, este caracteristică izolinia de 40 — 50 mm, iar pen-

tru restul bazinului cea de 50 — 120 mm. În Depresiunea Bîrsei, această valoare scade la 25 — 50 mm.

În Cîmpia de Vest, Cîmpia Română și Podișul Moldovei scurgerea superficială variază între 15 și 35 mm.

Este interesant să analizăm pe scurt și scurgerea care provine din zăpezi și din ploi. Aceste valori se obțin dacă procentul alimentării superficiale din zăpezi (Z_s) se înmulțește cu valoarea scurgerii superficiale totale.

Pe baza materialului existent, a fost întocmită legătura grafică între altitudine și scurgerea din zăpezi și ploi. Aceste legături s-au dovedit acceptabile, îndeosebi dacă se iau în considerație aproximațiile ce se admit în astfel de ocazii.

Caracteristica curbelor de corelație cu altitudinea, pentru alimentarea din zăpezi și din ploi, este aproximativ comună pînă la altitudinea de circa 1 400 — 1 600 m, unde se produce schimbarea calitativă a scurgerii: începe să predomine alimentarea din zăpezi. La altitudini mai mari (1 600 — 1 800 m), gradientul scurgerii din zăpezi crește în continuare, în timp ce pentru cea provenită din ploi scade brusc, devenind negativă. Acest fenomen se întîmplă în mod firesc în urma creșterii ponderii zăpezii din precipitațiile anuale (243).

Din hărți se evidențiază totodată și unele legi ale genezei și repartiției teritoriale a scurgerii. Astfel, pe versanții vestici ai Carpaților Orientali scurgerea din zăpezi este aproape de două ori mai mare, la aceleași alti-

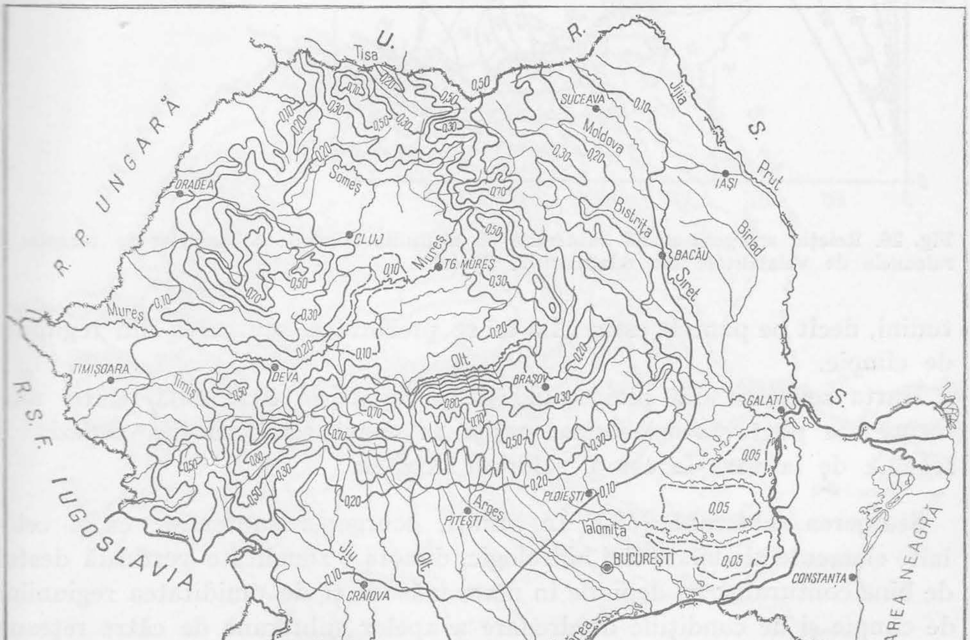


Fig. 25. Schema coeficientului scurgerii medii a României (I. Ujvári).

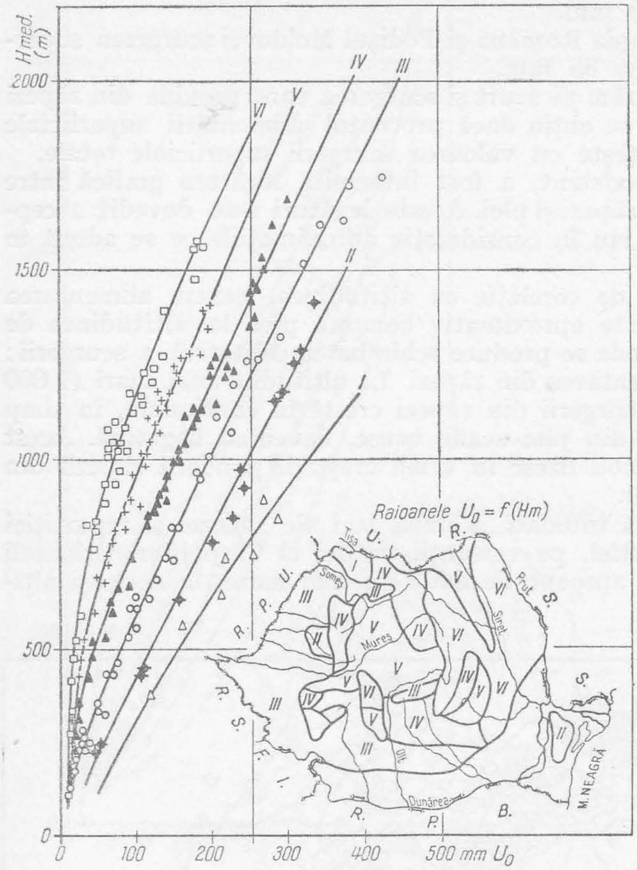


Fig. 26. Relaţia scurgerii medii subterane cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de valabilitate ale relaţiilor (I. Ujvári).

tudini, decît pe pantele estice. La fel se prezintă şi scurgerea din regiunile de cîmpie.

Harta scurgerii din ploi oglindeşte o repartiţie teritorială relativ uniformă ; se poate totuşi sesiza, ca şi în cazul scurgerii din zăpezi, o scădere de la vest la est a valorilor acesteia.

Scurgerea subterană (U_0). În munţi, scurgerea subterană, ca şi celelalte elemente ale bilanţului hidrologic, denotă o zonalitate verticală destul de bine conturată ; ea depinde în mare măsură şi de umiditatea regiunilor de cîmpie şi de condiţiile de drenare a apelor subterane de către reţeaua fluviatilă.

Creşterea valorilor scurgerii subterane în regiunile muntoase, pînă la circa 500 mm pe an nu se datoreşte atît măririi rezervelor de apă sub-

terană montană, cît activizării schimbului acestor rezerve, ceea ce este în raport direct cu umiditatea, cu infiltrația și cu pantele hidraulice spre rîuri. În munți, valoarea scurgerii subterane depinde în mare măsură de grosimea depozitelor de pantă care acoperă rocile fisurate, roci care conțin cantități mai mari de ape freatice.

După cum ne indică curbele de legătură ale scurgerii subterane cu altitudinea (fig.26) și harta scurgerii subterane (fig.27), gradienții cei mai mari ai scurgerii subterane se întîlnesc în regiunile cele mai umede. O uniformitate relativă a valorilor scurgerii subterane se observă în Carpații Orientali (raionul I.).

În regiunile de cîmpie și de dealuri, scurgerea subterană medie anuală variază între 4 și 10 mm în Moldova și Cîmpia Română, între 8 și 25 mm în Cîmpia Vestică și între 8 și 35 mm în Podișul Transilvaniei.

Umezirea totală a solului (W_0mm). Valoarea umezirii totale a solului depinde în primul rînd de umiditatea climei. Ea variază puțin în zona umidității bogate (între 500 și 700 mm) și scade mult în zonele umidității variabile și deficitare, unde valoarea ei ajunge pînă la 470 mm în Cîmpia Română și 350 mm în Dobrogea (fig. 28).

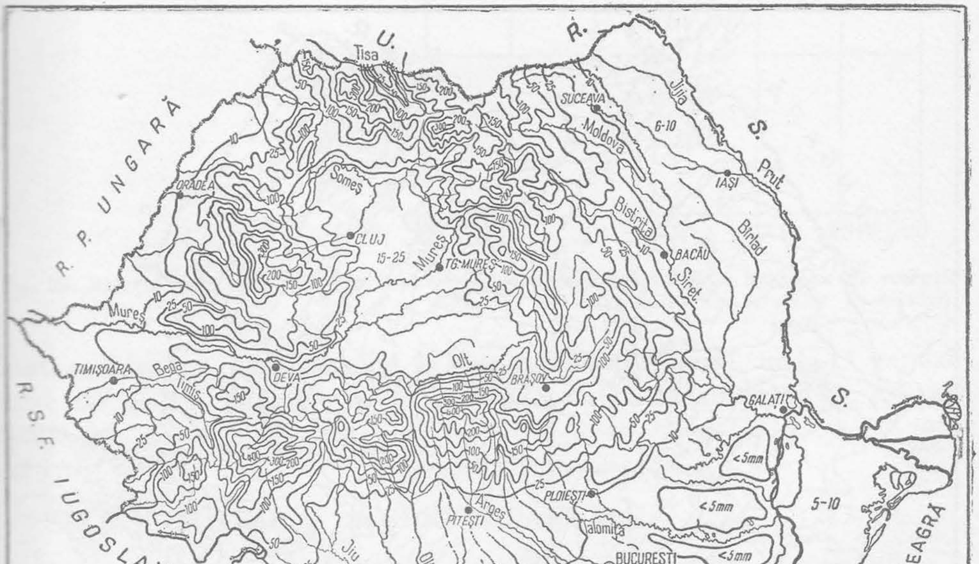


Fig. 27. Repartiția teritorială a scurgerii medii subterane (mm) în România (I. Ujvári).

Valoarea W_0 crește ușor cu altitudinea în munți (fig. 29), datorită scăderii perioadelor cu lipsă de infiltrație tot în același sens. De fapt comportarea relației $W_0 = f(H_m)$ depinde de zonalitatea altitudinală regională a celor doi componenți: a evapo-transpirației care scade cu altitudinea și a scurgerii subterane care crește cu înălțimea. Cele două valori sînt egale între ele în jurul altitudinilor de 1 400 — 1 600 m în Carpați. La altitudini mai mari domină scurgerea subterană, iar la cele mai mici evapo-transpirația.

Făcînd un raport între valorile W_0 și evaporabilitate (potențialul evaporației), se obține *coeficientul de umezire totală* a solului $\left(K_{W0} = \frac{E_0}{W_0}\right)$, care în comparație cu indicele de ariditate clasic are avantajul de a exclude scurgerea superficială, care nu participă la procesele biogene ce se petrec în sol.

Astfel, se poate stabili precis limita între zonele cu umiditate variabilă și cu umiditate bogată. Coeficientul K_{W0} are o relație clară cu altitudinea, valorile lui maxime variind între 1,5 și 2,5 în zonele cu umiditate deficitară sau semiaride. El depășește valoarea de 1,0 la altitudinile de 400 — 500 m în estul țării și de 200 — 400 m în vest. Se menționează sensibi-

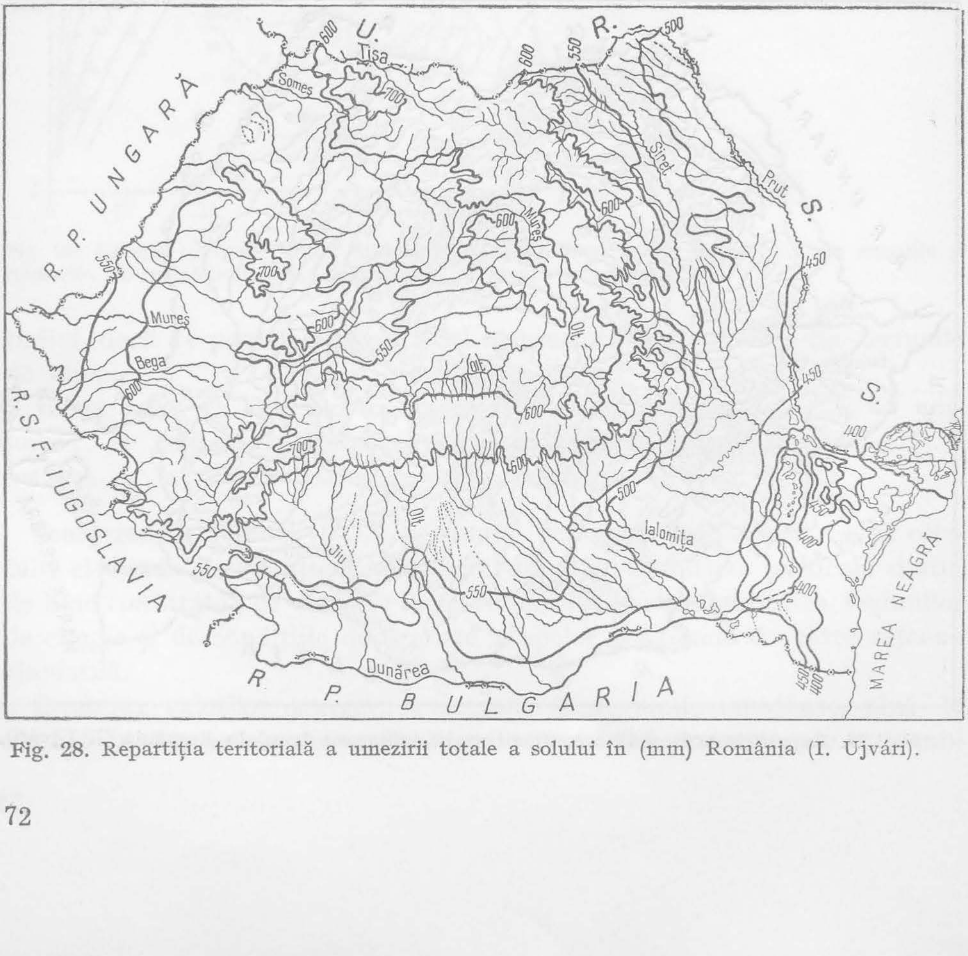


Fig. 28. Repartiția teritorială a umezirii totale a solului în (mm) România (I. Ujvári).

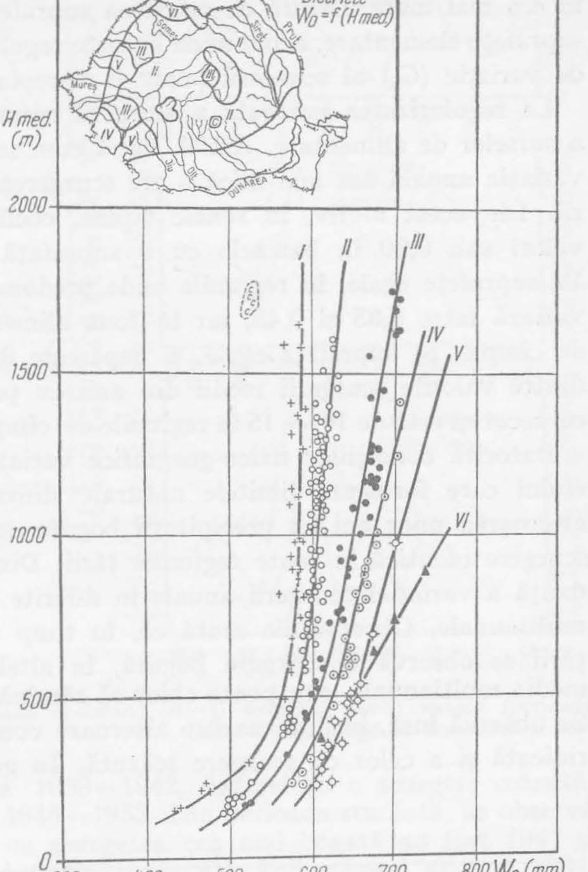


Fig. 29. Relaţia între umezirea totală a solului şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de valabilitate ale relaţiilor (I. Ujvári).

litatea mică a coeficientului în zona umidităţii bogate, unde el variază între 0,7 şi 1,0 atingînd valori mai mici numai la altitudini de 1500 – 2 500 m.

VARIAŢIA ÎN TIMP A SCURGERII ANUALE

Din ecuaţia bilanţului apei (Y = $X - Z \pm W$) rezultă că valorile scurgerii anuale a rîurilor depind în cea mai mare parte de suma anuală a precipitaţiilor atmosferice, de pierderile prin evaporaţie şi de procesele de acumulare şi de consum ale rezervelor de apă din bazinul rîurilor.

Variaţia cantităţii anuale de precipitaţii şi a pierderilor în procesele de evaporaţie şi de transpiraţie se reflectă bine în scurgerea rîurilor care au

bazine de recepţie mici, deoarece regularizarea anuală a rezervelor depinde în cea mai mare măsură de mărimea suprafeţei bazinului de recepţie. Pe suprafeţe elementare, acolo unde lipseşte regularizarea naturală, coeficientul de variaţie (C_v) al scurgerii poate fi apropiat cu cel al precipitaţiilor.

La regularizarea naturală a scurgerii contribuie şi combinarea în timp a surselor de alimentare. Astfel, după cum se ştie, în regiunile muntoase, variaţia anuală cea mai mică o are scurgerea provenită din topirea zăpezii. Din acest motiv, în zonele alpine, coeficientul de variaţie (C_v) are valori sub 0,20 în bazinele cu o suprafaţă relativ mică (sub 200 km^2). Pe suprafeţe egale, în regiunile unde predomină alimentarea din ploi, C_v variază între 0,35 şi 0,45, iar în zona alimentării din zăpezi în regiunile de cîmpie, pe suprafeţe egale, el depăşeşte 0,50 — 0,70 (fig. 30). Raportul dintre valorile scurgerii medii din anii cu precipitaţii abundente şi din cei secetoşi este de 10 — 15 în regiunile de cîmpie şi scade la 2,5 în munţi.

Datorită condiţiilor fizico-geografice variate şi în special datorită reliefului care formează limitele naturale dintre diferite regiuni climatice, alternarea unor ani cu precipitaţii bogate cu ani secetoşi nu produce o scurgere identică în toate regiunile ţării. Din aceasta rezultă o neconcordanţă a variaţiei scurgerii anuale în diferite raioane ale ţării în perioade multianuale. Observaţiile arată că, în timp ce într-o parte a teritoriului ţării se observă o scurgere bogată, în altele ea poate fi apropiată de media multianuală, sau poate chiar să rămînă mult sub valoarea acesteia. Se observă însă, în linii mari, o alternare comună a ciclurilor cu scurgere ridicată şi a celor cu scurgere scăzută. În general, anii cu scurgere ridi-

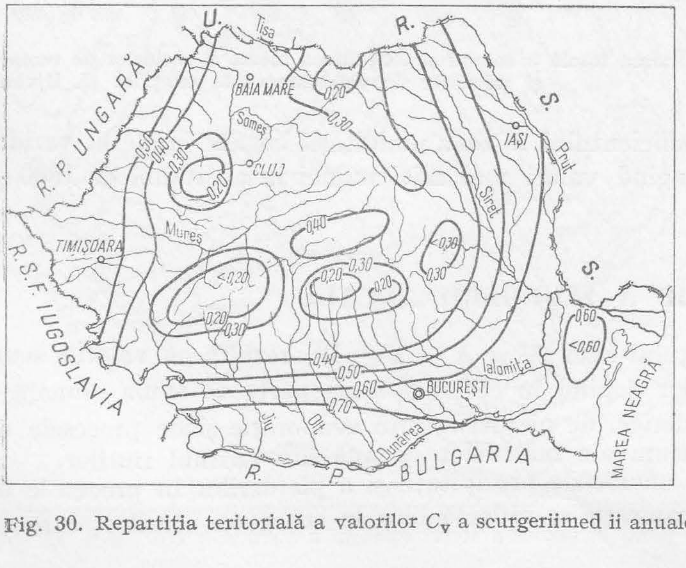


Fig. 30. Repartiţia teritorială a valorilor C_v a scurgeriimed ii anuale (după S. Dumitrescu, 49).

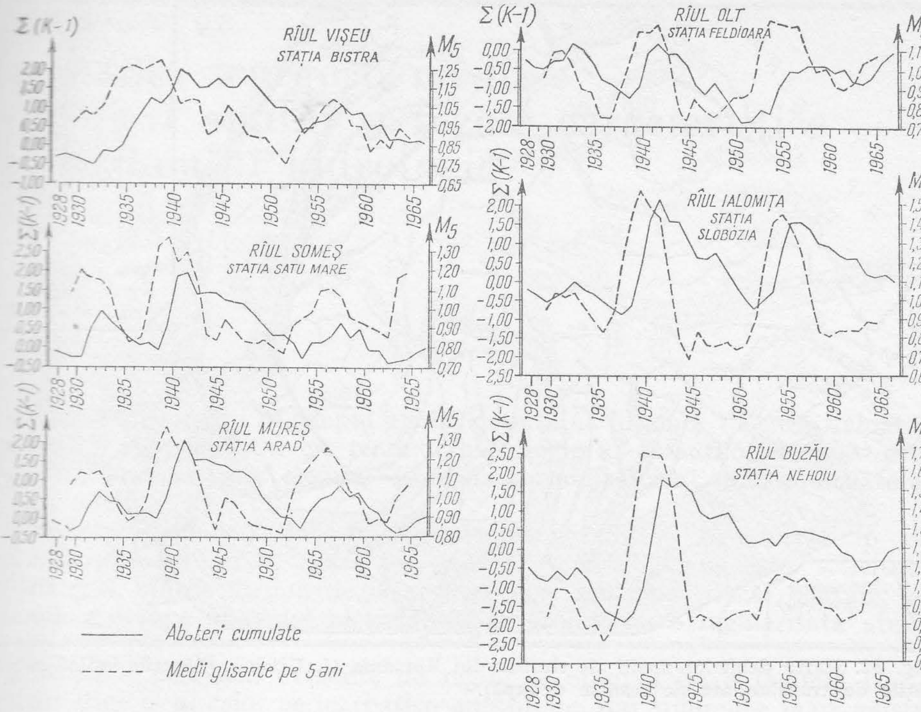


Fig. 31. Variaţia cronologică a sumei abaterilor ($K-1$) debitelor medii anuale (perioada 1928—1967), (după S. Dumitrescu, 49).

cată au fost cei din perioada 1939—1942, iar cei cu o scurgere scăzută, în perioadele 1934—1939 şi 1945—1953. Din perioada studiată, se observă că pentru vestul ţării anii cu scurgerea cea mai bogată au fost 1941 şi 1970, iar în sudul ţării anul 1940 (v. fig. 31). Anii secetoşi au fost 1934, 1943, 1946, 1950 şi 1954, apariţia lor variind de la o regiune la alta (48.)

DEBITE MEDII ALE RÎURILOR DIN ROMÂNIA

Debitul mediu total al rîurilor care curg pe teritoriul României este aproximativ 1 150 m³/s, din care 443 m³/s aparţin bazinului Tisei, 702 m³/s bazinului Dunării şi mai puţin de 5 m³/s bazinului Mării Negre. Ca o caracteristică importantă se poate aminti că din regiunile muntoase, de la altitudini mai mari de 500 m, provin circa 84% (955 m³/s) din scurgerea totală, restul aparţinînd regiunilor de şes (6,9%) şi de dealuri (Podişului Transilvaniei circa 70 m³/s, Podişului Moldovei şi Sucevei circa 30 m³/s, Cîmpiei Române şi Piemonturilor sudice circa 55 m³/s, iar Cîmpiei de Vest şi Piemonturilor vestice circa 30 m³/s).

Majoritatea rîurilor din România, datorită teritoriului relativ mic pe care se formează şi după debitul lor de vărsare, pot fi considerate că aparţin categoriei rîurilor mici în comparaţie cu sistemele hidrografice mondiale.

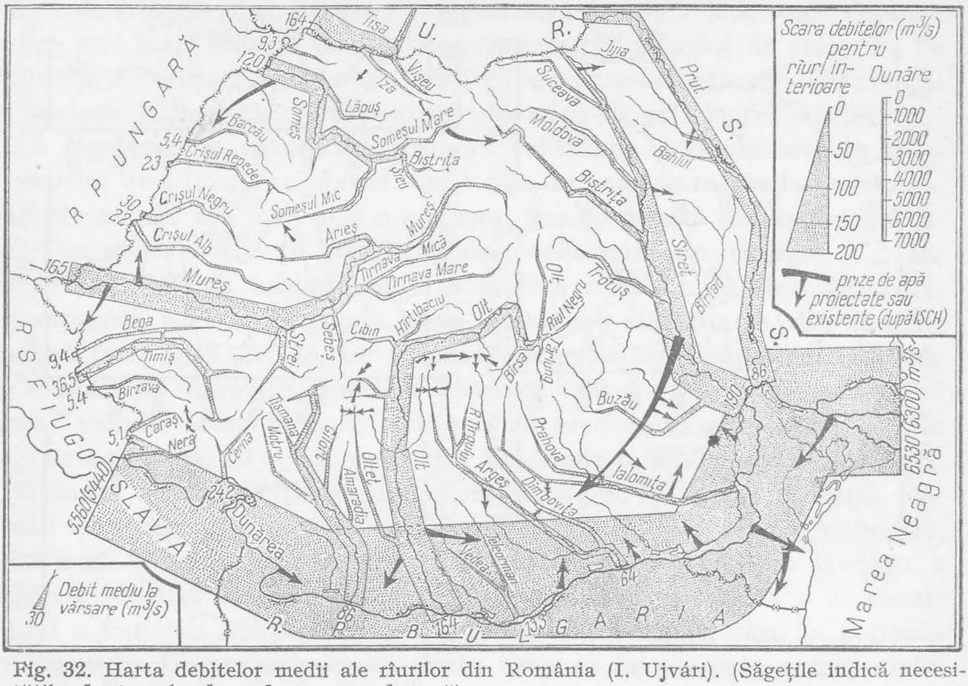


Fig. 32. Harta debitelor medii ale rîurilor din România (I. Ujvári). (Săgețile indică necesitățile de transbordare de resurse de apă).

Din tabelul 3 în care figurează debitele principalelor sisteme de rîuri la vărsarea sau la ieșirea lor de pe teritoriul României, reiese că debitul cel mai mare îl are Siretul, după care urmează Mureșul, Oltul, Someșul etc.

TABELUL 3

Rîurile interioare principale în ordinea debitelor medii la vărsare

Nr. crt.	Rîu	Suprafața bazinului (km²)	Debit mediu (m³/s)	Scurgere medie (mm)
1	2	3	4	5
1	Siret	44 080	190,0	134,0
2	Mureș	27 919	165,0	185,0
3	Olt	24 300	164,0	213,0
4	Someș	15 217	118,0	243,0
5	Jiul	10 469	86,0	259,0
6	Prut	28 396	80,0	89,0
7	Argeș	12 681	64,0	161,0
8	Bistrița (Siret)	7 042	52,0	232,0
9	Ialomița	8 873	38,8	117,0
10	Timiș	5 248	36,5	221,0

CAPITOLUL VI

Repartiţia scurgerii medii în timpul anului şi fazele caracteristice ale regimului hidrologic

Repartiţia scurgerii în timpul anului determină în mare măsură valoarea economică a apelor. Cu cît regimul hidrologic al cursurilor de apă este mai echilibrat cu atît ele pot fi utilizate mai eficient, mai multilateral şi mai ieftin.

Necesităţile de apă sînt, în majoritatea cazurilor, în contratimp cu disponibilul de rezerve. Astfel, în timpul verii cînd apa este solicitată multilateral, rîurile dispun de rezerve reduse, sau chiar dacă contăm pe perioadele de ape mari din ploi, ele nu se produc cu o regularitate absolută.

Contrastele cele mai evidente de regim se observă între regimul rîurilor carpatice şi al celor pericarpatice autohtone, dar diferenţe mari există şi între regimurile caracteristice provinciei climatice est-europene, de la est de Carpaţi, şi a celor din provincia climatică central-europeană. Aceste elemente de regim se oglindesc bine în scurgerea medie sezonieră-lunară şi în particularităţile fazelor de regim cum sînt apele mari, viiturile şi apele mici.

SCURGEREA MEDIE SEZONIERĂ ŞI LUNARĂ

Iarna (XII—II) se caracterizează, în general, printr-un contrast permanent între regimul rîurilor din regiunile joase, aflate la vest, la est şi la sud de Carpaţi. Naturii aproape încremenite sub influenţa frigului din Podişul Moldovei i se contrapune seria încălzirilor temporare cu topiri repetate din Cîmpia de Vest. Între cele două regiuni de bază, regimul rîurilor din Cîmpia Română, Dobrogea şi Podişul Transilvaniei reprezintă iarna un tranzit evident. Instabilitatea iernii din vestul ţării este atît de mare, încît totalul volumului scurgerii de iarnă se apropie şi în unele cazuri izolate depăşeşte scurgerea de primăvară. Frecvenţa apelor mari de primăvară în perioada de iarnă este de 68% pe Crasna la Moftinul Mic şi de abia de 24% pe Bîrlad la Bîrlad. Analizînd ponderea scurgerii de iarnă în profil anual, în vest sînt caracteristice valorile de 32—40%, în timp ce în est aceasta se reduce la 15—20%.

Instabilitatea iernilor din regiunile joase se poate caracteriza bine aplicînd indicatorul stabilităţii păturii de zăpadă al lui Köppen. Astfel, în zona unde temperatura medie a lunii celei mai reci este de peste —3°C,

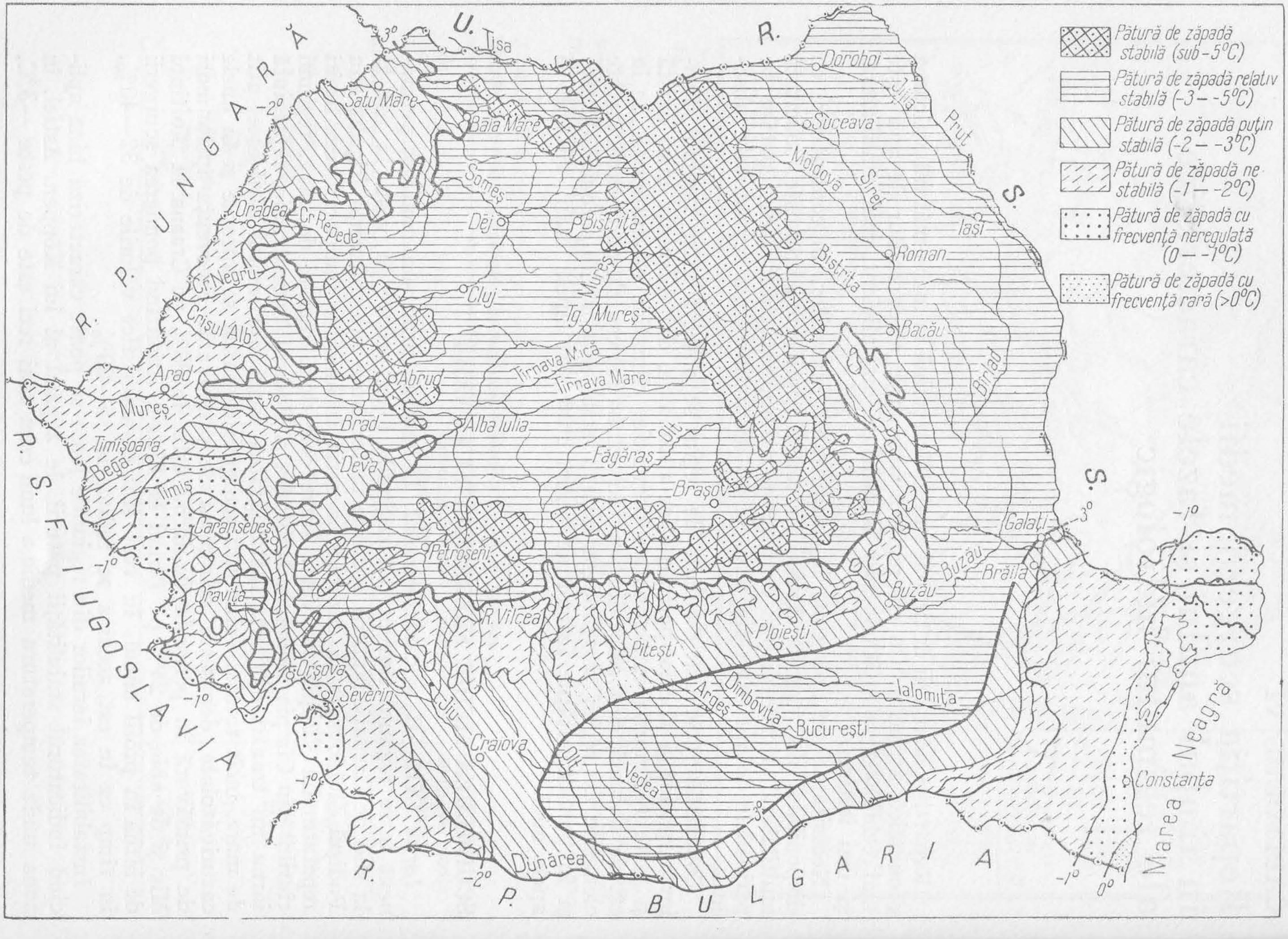


Fig. 33. Stabilitatea păturii de zăpadă în diferitele părți ale țării după criteriul Köppen (I. Ujvári).

acolo întîlnim o pătură de zăpadă care se topește și se reface de mai multe ori în timpul iernii. Această constatare este surprinzător de valabilă pentru teritoriul țării noastre și ea ne-a servit la elaborarea raionării din fig. 33. Dorim să subliniem însă efectul inversiunilor din timpul iernii, mai ales în vestul și sudul țării, datorită cărora în regiunile piemontane, subcarpatice, zăpada este mai puțin stabilă decît în cîmpie.

Procentul valorii scurgerii de iarnă scade vertiginos în raport cu altitudinea. Astfel, la nivelul zonelor alpine ea este în jur de 10—13%. În acest sens crește și stabilitatea perioadei scurgerii minime din acest anotimp. Iarna scurgerea este redusă pe marea majoritate a rîurilor țării, însă sub influența oceanică din vest și sud, în Cîmpia de Vest, în Podișul Getic și Dobrogea există tendința formării scurgerii lunare maxime în februarie. Aceste fenomene pot fi urmărite în fig. 90 a și 34.

Primăvara (III—V) reprezintă perioada de tranziție spre perioada caldă a anului. Rezervele de apă incluse în zăpada acumulată iarna, timp de mai multe luni, se eliberează în perioade scurte și asociindu-se adeseori cu ploile căzute în aceiași perioadă produc cele mai mari volume sezoniere în acest anotimp. Desigur, ponderea cea mai ridicată a scurgerii de primăvară (45—50%) se observă în regiunile unde în timpul iernii s-au acumulat cele mai mari rezerve de apă în pătura de zăpadă (nordul și estul țării). Topirea zăpezilor se produce treptat de la altitudinile mai mici (februarie—martie) spre cele mai mari (aprilie) și spre zonele alpine

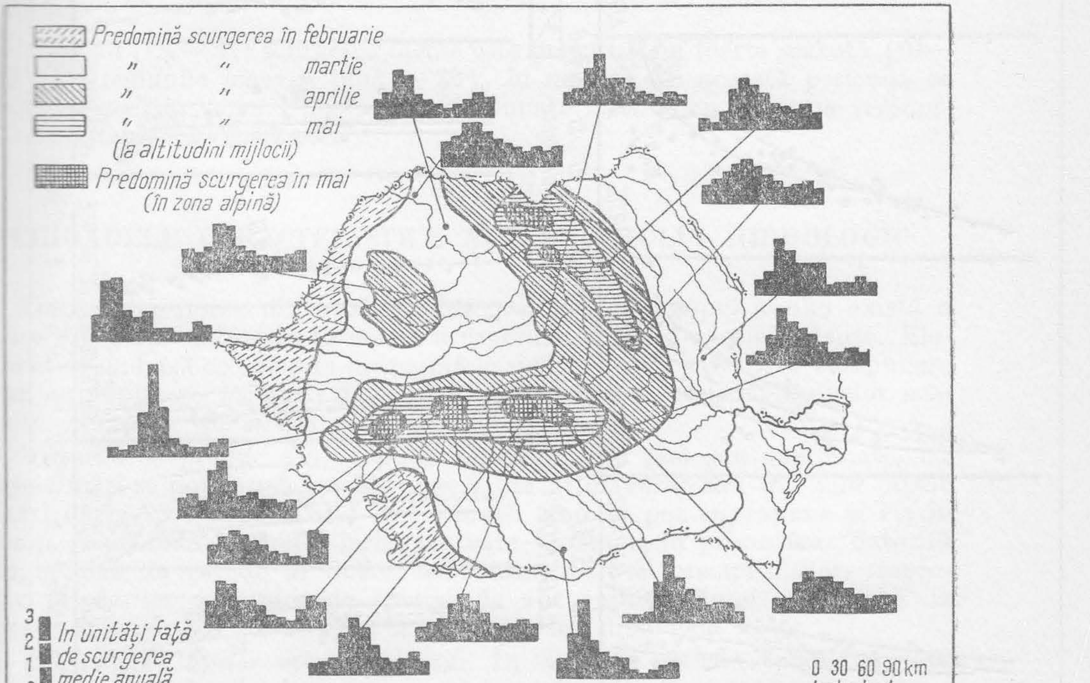


Fig. 34. Raioanele cu scurgerea medie lunară cea mai ridicată în România (I. Ujvári).

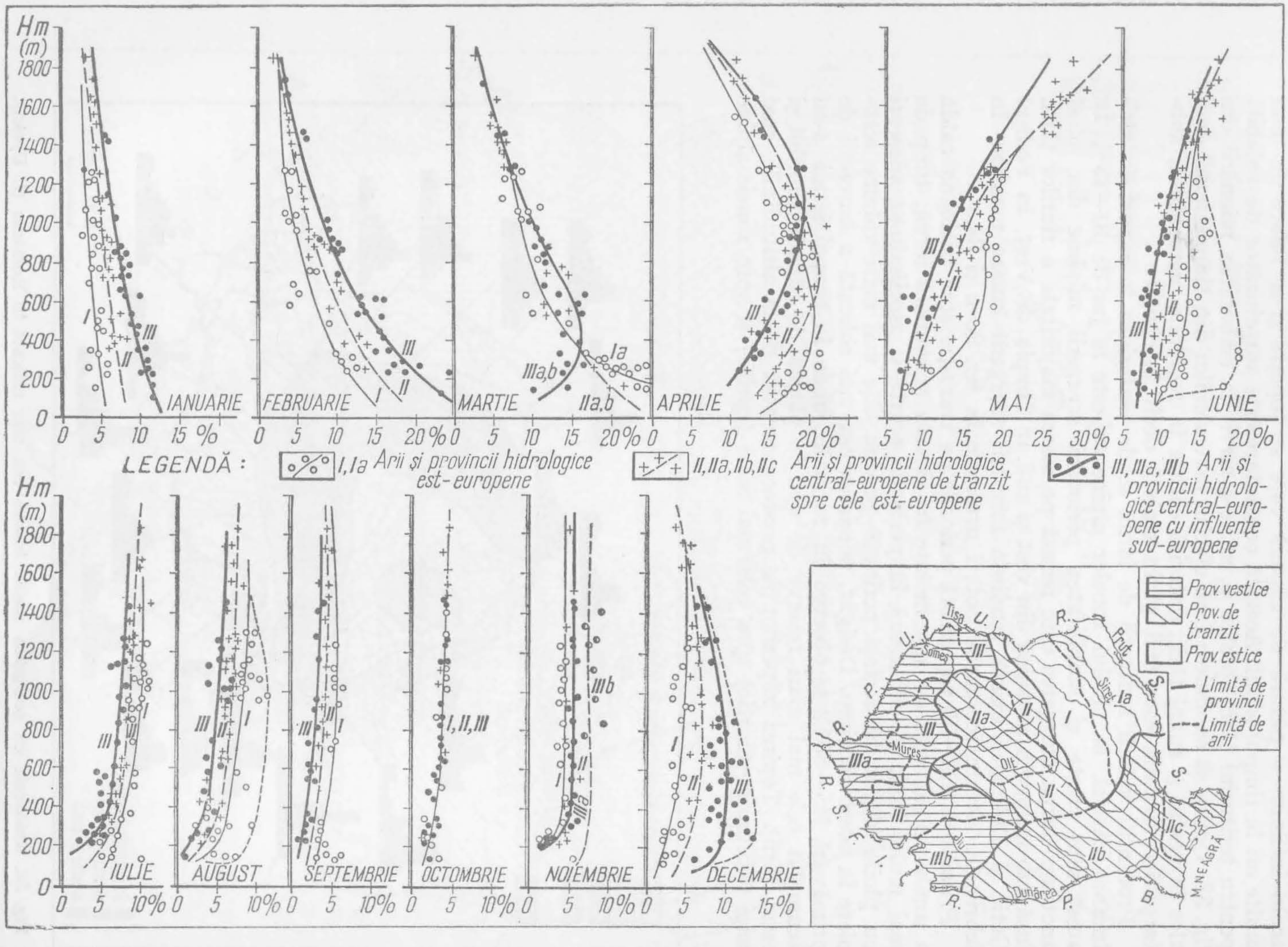


Fig. 35. Relaţiile generale ale scurgerii medii lunare (în % din scurgerea medie anuală pe perioada 1950—1967) cu altitudinea medie (*H*m). (I. Ujvári).

(mai—iunie). În aceste luni apare deobicei şi volumul lunar maxim al scurgerii (v. fig. 34). Rîurile, care îşi au originea sub altitudinea de 1 600 m au în general maxima în luna aprilie, iar cele care reuşesc să dreneze zona alpină — în mai. Din acest motiv majoritatea rîurilor transilvănene îşi au maxima în aprilie (cu excepţia pîraielor, rîurilor, care îşi iau originea de pe versantul nordic al Carpaţilor Meridionali). Rîurile de pe versantul estic al Carpaţilor Orientali se prezintă uneori cu maxima în mai (Moldova, Bistriţa), din cauza suprapunerii ploilor convective din această lună peste topirea ultimelor surse de zăpadă.

Vara (VI—VIII) scurgerea este deja scăzută în regiunile joase (10—12%), unde în timpul arşiţei de vară ploile au un efect hidrologic redus. În munţi însă, în acest anotimp, scurgerea medie este ridicată, variind între 25 şi 35% din scurgerea medie anuală. În zonele alpine topirea zăpezii care se termină abia în luna iulie se suprapune cu perioada ploioasă de la începutul verii. Din această cauză există posibilitatea producerii unor volume sezoniere maxime în timpul verii.

În Carpaţii Orientali, la nord de Trotuş, scurgerea din perioada de vară este ridicată depăşind 30%. Acest fenomen se datoreşte ploilor convective frecvente şi ciclonilor de pe traseul baltic care, în august, produc în Moldova un al doilea maxim al precipitaţiilor.

Pe rîurile din Podişul Moldovei, ploile căzute la începutul verii produc şi ele un al doilea maxim de debite în iunie, contribuind astfel la formarea tipului de alimentare pluvial-moderat în aceste regiuni.

Toamna (IX—XI) scurgerea medie este pretutindeni foarte scăzută (10—15% în regiunile joase şi pînă la 20% în munţi). În această perioadă se înregistrează în general debitele medii lunare minime cu excepţia regiunilor montane, cu ierni reci.

PERIOADELE CARACTERISTICE ALE REGIMULUI HIDROLOGIC

După cum reiese din analiza hidrografelor, în timpul anului există o oarecare periodicitate în formarea scurgerii ridicate şi a celei scăzute. Elementele de bază ce compun hidrografele sînt *viiturile,* care prin compunere sau suprapunere în timp pot forma *apele mari* şi perioadele apelor scăzute, respectiv ale *apelor mici.*

Viiturile se produc din topirea zăpezilor, din ploi sau combinate, iar apele mari se pot forma tot din zăpezi (de primăvară) sau din ploi (apele mari de la începutul verii); sînt situaţii cînd se pot suprapune şi ele în timp. Apele mici se produc iarna sau vara—toamna, în primul caz datorită îngheţului, în cel de al doilea caz datorită lipsei precipitaţiilor, respectiv pierderilor puternice de resurse de ape superficiale şi subterane la evapo-transpiraţie. În funcţie de apariţia lor distingem deci:

a. *Perioada apelor mici de iarnă.* În vest în această perioadă sînt frecvente şi *viiturile de iarnă* şi chiar *apele mari de iarnă;*

b. *Perioada apelor mari de primăvară* sau a *viiturilor de primăvară;*

c. *Perioada apelor scăzute de primăvară* (aprilie—mai) în regiunile joase, etapa între sfîrşitul apelor mari de primăvară şi a viiturilor de la începutul verii;

d. *Perioada viiturilor şi apelor mari din ploi de la începutul verii* (ploile frontale şi convective, pseudomusonice);

e. *Perioada apelor mici de vară-toamnă;*

f. *Perioada apelor crescute de toamnă.*

Perioadele scurgerii ridicate. În ţara noastră se observă anual circa 10—15 viituri, cu o frecvenţă mai mare la altitudinile mijlocii ale Carpaţilor (aria tipului de alimentare *Pz*) ; şi mai redusă spre regiunile de cîmpie (aria *Zp* şi *zp* aridă) şi spre aria nivală de altitudine, unde elementul dominant este apa mare.

Viiturile şi apele mari de iarnă ating frecvenţa maximă în partea de vest a ţării, unde ele apar aproape anual. Apele mari de primăvară încep în vest deja din timpul iernii, cînd se şi produc chiar în cca. 60 de ani din 100 (deci 60%). Regimul cu un grad mai înalt de continentalitate din estul Carpaţilor duce însă la scăderea acestui procentaj, la 20—30%.

Dacă am exprima numărul viiturilor produse în diferitele anotimpuri din numărul total anual al lor, iarna am obţine valori asemănătoare cu procentajul scurgerii sezoniere: în Cîmpia de Vest 35—43%, în Cîmpia Română 25—35%, iar în Podişul Moldovei şi al Transilvaniei 15—25%. În munţi numărul lor scade treptat ajungînd la altitudinile mari la 10—15%.

Viiturile de iarnă, în vestul ţării, au aproape aceiaşi frecvenţă cu cele observate în cazul tipului de regim danubian superior (bavarez), ceea ce reflectă o puternică influenţă oceanică iarna (atlantică + la noi subtropicală, mediteraneană) cu regenerări, ocluziuni calde în faţa munţilor Apuseni, Oaş şi Banat.

Transformarea viiturilor de iarnă în ape mari (dispariţia totală a păturii de zăpadă) se observă mai ales în Cîmpia de Vest şi în Oltenia, pînă la altitudini de circa 500 m (uneori şi mai sus), cu o frecvenţă de 30-40%. În aceşti ani lipseşte deobicei şi gheaţa de pe rîuri.

Apele mari de primăvară se formează cu regularitate numai în Carpaţi, unde datorită condiţiilor termice negative, succesive, ale iernii este asigurată acumularea anuală a zăpezii. Ariile vestice, provinciile central-europene ale tipurilor de regim se disting printr-o frecvenţă mai redusă (40—70%) a apelor mari de primăvară, iar în Dobrogea din cauza precipitaţiilor reduse ele sînt înlocuite deobicei prin viituri.

Apele mari de primăvară reprezintă oglinda fidelă a procesului de desprimăvărare în ţara noastră, care începe, deobicei, în partea a doua a lunii februarie în Oltenia, Banat şi Cîmpia de Vest. În Podişul Transilvaniei şi în estul Cîmpiei Române începutul topirii zăpezii întîrzie în medie pînă la 1 martie, iar în Podişul Moldovei pînă la 10 — 15 martie.

Procesul formării apelor mari de primăvară în Carpaţi întîrzie succesiv de la 15 martie pînă la 15 aprilie (date medii). Din cauza alternanţei topirilor cu noi ninsori, zăpada dispare de pe bazinele rîurilor alpine abia în iunie-iulie, cînd începe perioada viiturilor de vară. În locurile adăpos-

tite de radiația solară, la altitudinile de peste 2 000 m, se mențin și vara pete de zăpadă și nevee hipogee care alimentează pîraiele.

Viiturile din ploile de primăvară au uneori eficiență mare în procesul de formare al scurgerii superficiale, mai ales dacă în timpul iernii și al lunilor de primăvară cantitatea precipitațiilor a fost ridicată. În asemenea cazuri scurgerea ridicată a apelor mari de primăvară se suprapune cu vehemență deosebită, viiturilor născute în munți. Un exemplu de viitură cu urmări tragice a fost cea produsă în Transilvania și la izvoarele Tisei, Siretului și Prutului între 12 și 20 mai 1970, care a depășit ca volum și debit maxim viiturile determinate cu frecvență de 1% (v. tabel 4). Resursele de zăpadă importante din Carpații Păduroși (U.R.S.S.) munții Rodnei, Călimani, Gurghiu, Hărghita s-au topit după 1 mai și au supraumezit solul, peste care la 12 mai și în zilele următoare au căzut ploi generale de 80—150 mm în medie pe o suprafață de peste 50 mii km². Unda de viitură produsă pe Someșul Mare, Mureș, Tîrnave a devenit distrugătoare în aria piețelor de adunare a apelor, la poalele munților, unde au atins amplitudini de nivel de 5,5—8,5 m. Stratul scurgerii maxime a variat în jur de 60—120 mm, iar coeficientul scurgerii a depășit 0,80% din ploile căzute. Frecvența acestor viituri se apreciază la 0,8—0,5%. Ele trebuie să fie considerate ca mixte pentru rîurile de munte cu obîrșia la peste 1 000 m altitudine și din ploi pentru rîurile din podiș.

Durata apelor mari de primăvară este de 2—3 săptămîni în regiunile joase și crește la 3—5 luni la altitudinile de peste 1 800 m, unde ploile de vară se suprapun legic topirii zăpezilor.

Stratul scurgerii din timpul apelor mari de primăvară variază în jur de 20 mm în cîmpii, 20—50 mm în podișuri și 50—500 mm în munți.

Viiturile și apele mari de la începutul verii au caracter general pe teritoriul țării. Ele se datorează ploilor pseudomusonice, frontale, care se combină cu convecțiile foarte puternice, locale, cu amploare mai mare în ariile de descendență a maselor de aer în dosul Munților Apuseni (bazinele Iara—Someșul Rece) și în aria pluvial-moderată din Carpații Orientali.

Perioada viiturilor de la începutul verii are o frecvență anuală, dar începutul și amploarea ei sînt foarte variabile. Intensificarea activității frontale începe deobicei în luna mai, iar în iunie se atinge maxima precipitațiilor (media pe mai mulți ani). Totodată, eficiența hidrologică a ploilor este redusă din cauza condițiilor termoenergetice favorabile evaporației. Prin urmare, eficiența hidrologică a ploilor crește în munți în mod sensibil cu altitudinea, coeficientul de scurgere al viiturilor fiind în jur de 0,20 în cîmpie și de 0,60 la altitudini mari. Frecvența viiturilor de vară oglindește această lege: în cîmpii ponderea viiturilor de vară este de 15—20%, iar în munți crește la 25—35%.

Viiturile de toamnă apar cu o frecvență de 30-50%. Scăderea temperaturii aerului în octombrie-noiembrie favorizează scurgerea din ploile de toamnă, care au frecvența mai ridicată în Banat și Oltenia decît în Bazinul Transilvaniei și Moldova (circulație sud-vestică). Cu toată frecvența relativ rară a ploilor de toamnă, numărul viiturilor din această etapă reprezintă 10—20% din totalul anual.

Viiturile catastrofale și scurgerea maximă a rîurilor din țara noastră sînt generate în mod preponderent de ploi. Caracteristicile dimensionale ale viiturilor cu o frecvență de 1% sînt cuprinse în tabelul 4.

TABELUL 4

Elemente caracteristice ale scurgerii maxime și ale viiturilor catastrofale (asig. 1%) pe rîurile din R.S.R. (I.M.H.)

Rîul	Secțiune	S (km²)	H_m (m)	Q_{max} (m³/s)	C $\frac{Q_{max}}{Q_{med}}$	T_t (ore)	T_c	W (mil m³)	h mm
Vișeu	Confl. Tisa	1 606	997	1 020	50	160	40	134	85
Iza	,,	1 300	658	710	40	170	40	97,5	75
Someș	Frontieră	15 217	536	3 070	30	260	80	450	30
Crișul Repede	Oradea	2 425	629	970	40	210	45	166	75
Crișul Negru	Zerind	4 476	281	700	25	230	50	173	40
Crișul Alb	Chișineu-Criș	3 957	351	690	35	236	60	175	50
Mureș	Frontieră	27 919	613	2 120	15	250	70	555	20
Timiș	Lugoj	2 706	665	1 130	35	180	45	176	65
Jiu	Confl. Dunăre	10 469	438	2 070	25	250	50	600	60
Olt	Confl. Dunăre	24 300	624	2 530	16	500	110	1 080	45
Vedea	Confl. Dunăre	5 364	169	1 070	100	190	40	164	30
Argeș	Confl. Dunăre	12 681	376	1 940	30	190	40	315	25
Ialomița	Confl. Dunăre	8 873	374	930	25	200	35	183	21
Siret	Confl. Dunăre	42 354	515	3 520	20	400	120	1 750	40
Suceava	Confl. Siret	2 616	589	1 250	90	200	50	214	80
Moldova	Confl. Siret	4 326	682	1 540	60	240	55	324	75
Bistrița	Confl. Siret	7 042	913	2 200	40	260	65	244	35
Trotuș	Confl. Siret	4 349	693	1 540	65	160	32	155	36
Putna	Confl. Siret	2 742	551	1 200	90	165	35	159	58
Buzău	Confl. Siret	4 743	479	1 100	40	275	70	138	29

Notă: Elementele caracteristice ale scurgerii maxime sînt date pentru cazul undelor de viitură singulare și al regimului natural de scurgere.

S = Suprafața bazinului de recepție
H_m = Altitudinea medie a bazinului de recepție
Q_{max} = Debitul maxim cu asig. 1%
C = Coeficient de torențialitate
T_t = Durata totală a viiturilor catastrofale
T_c = Durata creșterii viiturilor catastrofale
W = Volumul viiturilor catastrofale
h_{mm} = Stratul scurgerii viiturilor catastrofale

Menționăm, că toate viiturile catastrofale cunoscute pînă în prezent au fost umbrite pentru cea mai mare parte a țării de viitura din mai 1970, generată de ploi pe un fond nival în munți. Este însă cunoscută tendința formării scurgerii maxime în general din ploi în partea estică a țării și din zăpezi și ploi în nord-vest (bazinele Tisa – Someș – Crișuri). Studiile efectuate de S. Dumitrescu, Gh. Platagea, C.Mociorniță ne dovedesc faptul, că pe suprafețele bazinale de peste 5 000 – 10 000 km² există tendința formării debitelor maxime de origine mixtă (zăpezi+ploi), iar pe suprafețe bazinale mai mici domină maximele din ploi. Principial fenomenul este oglindit în fig. 36 a.

Anii cu debite maxime eminente prezintă o varietate destul de mare din punctul de vedere al răspîndirii lor teritoriale datorită compartimentării pămîntului țării noastre de către lanțul carpatic. Dintre viiturile catastrofale amintim pe cea din 1932 (aprilie), care s-a format în urma topirii zăpezii, de circa 0,5 m, căzută în bazinele Mureșului, Oltului superior,

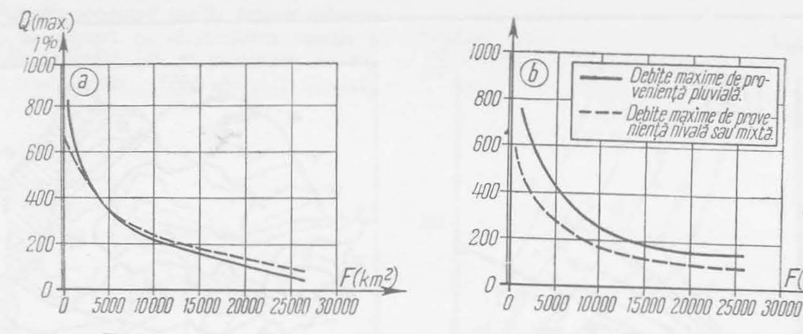


Fig. 36. Scurgerea maximă (asig.1%) specifică (l/s km²) în funcţie de mărimea bazinului de recepţie (C. Mociorniţă).
a. La vest de Carpaţi; *b*. La est şi sud de Carpaţi.

Crişurilor şi Someşului, viitura din martie 1940 care s-a produs în bazinul Buzăului, viiturile din 1924, 1938, 1940, 1942, 1944 din Banat, viitura din februarie 1960 din bazinele Crişuri—Someş, din martie 1923 din bazinul Jiu, viiturile din primăvara anilor 1923, 1930, 1932, 1939, 1948 care s-au produs la est de cursul Oltului inferior, din anii 1921, 1923, 1930, 1933, 1941, 1949 în bazinele Siret şi Prut. Dintre debitele maxime eminente din ploi amintim în primul rînd pe cele din mai 1970, pe cele din iunie 1940 şi 1953 din bazinul Jiului, din 1932 din Podişul Moldovei, din 1933 din Carpaţii Orientali (aproximativ în aria viiturii din 1970) etc.

Scurgerea maximă specifică (l/s/km²) are o repartiţie teritorială asemănătoare cu restul componenţilor scurgerii. Din analiza valorilor scurgerii de pe suprafeţe bazinale identice (de exemplu 100 km², 10 000 km² etc.) se constată că aceasta este mai scăzută în cîmpie şi mai ridicată în munţi şi în vestul ţării. De altfel, valorile ei sînt în strînsă dependenţă de suprafaţa bazinelor de recepţie (v. fig. 36), ceea ce se datoreşte — după cum este îndeobşte cunoscut — raportului invers dintre intensitatea ploilor (topirii zăpezii) şi extensiunea lor teritorială.

Scurgerea maximă elementară (pe suprafeţe în jur de 1—10 km²) a fost stabilită pe baza numeroaselor observaţii făcute de către C. Diaconu, Gh. Platagea, C.Mociorniţă, L.Mustaţă ş.a. Deoarece studiul nu este încă într-o fază finală putem să arătăm că au fost identificate valori de 20 000 l/s/km² în Dobrogea de sud în jur de 23 000 l/s/km² în bazinul Jiului (142) şi valori mai reduse în vestul ţării (5 000—15 000 l/s/km²), unde intensitatea ploilor este în general mai redusă decît în est.

O imagine destul de apropiată de realitate asupra scurgerii maxime se obţine prin aplicarea parametrului propus de C. Mociorniţă $\left(\frac{Hm}{\sqrt{S}}\right)$, în care pe lîngă valoarea suprafeţei bazinele (S km²) figurează şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie (Hm în m). Includerea în parametru a altitudinii medii are importanţă mai ales pentru luarea în considerare a creşterii umidităţii solului şi o dată cu altitudinea, a coeficientului scurgerii superficiale.

În lungul majorităţii rîurilor debitele maxime cresc, în timp ce scurgerea maximă scade. Aceasta înseamnă o slabă regularizare de luncă în lungul rîurilor. Singura excepţie o face Prutul, care pe teritoriul ţării noastre

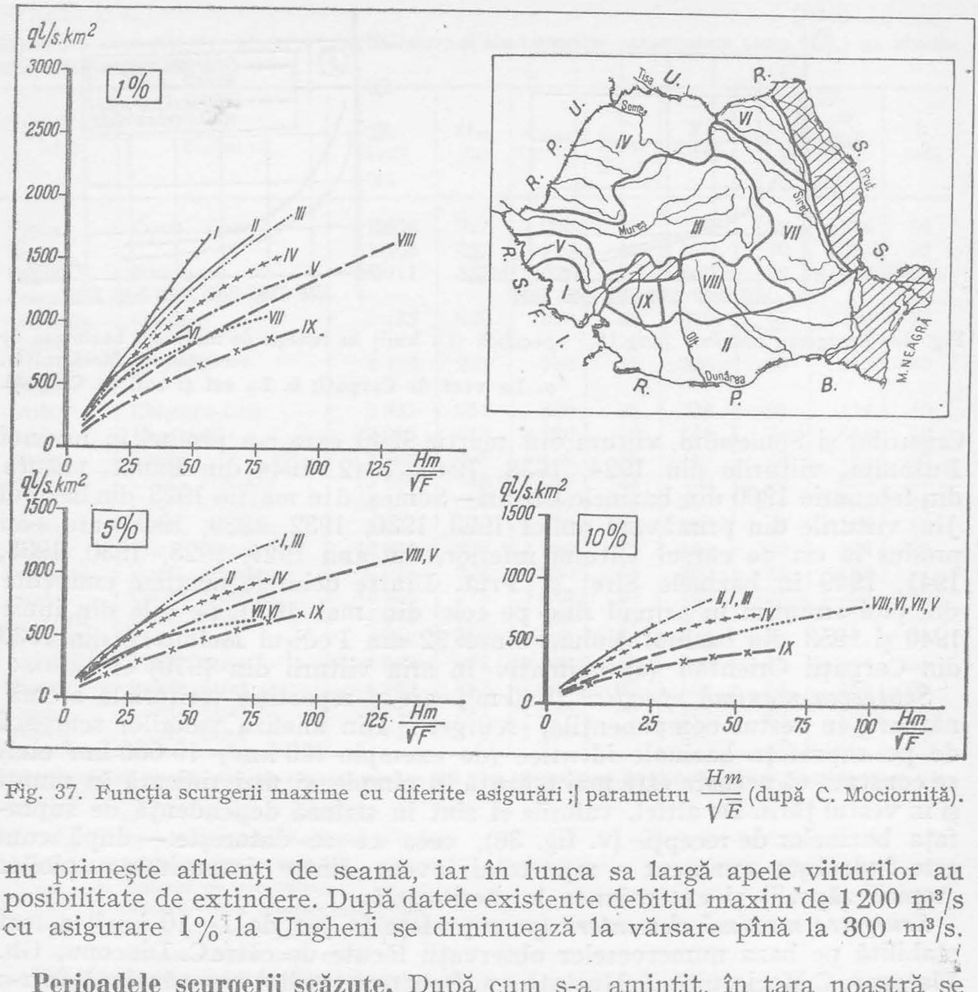


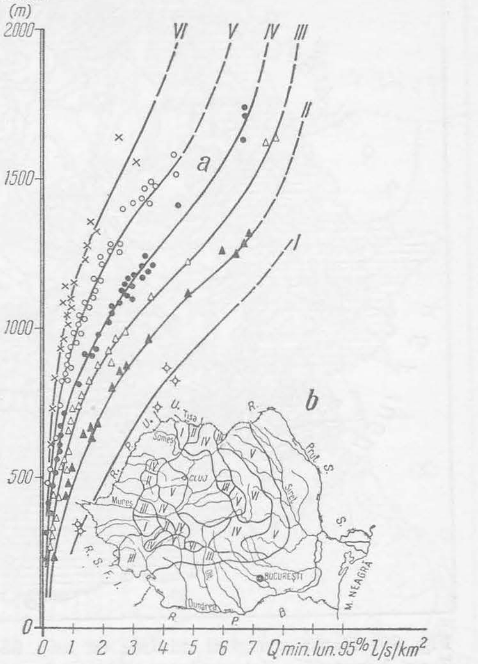
Fig. 37. Funcţia scurgerii maxime cu diferite asigurări ; parametru $\frac{Hm}{\sqrt{F}}$ (după C. Mociorniţă).

nu primeşte afluenţi de seamă, iar în lunca sa largă apele viiturilor au posibilitate de extindere. După datele existente debitul maxim de 1200 m³/s cu asigurare 1% la Ungheni se diminuează la vărsare pînă la 300 m³/s.

Perioadele scurgerii scăzute. După cum s-a amintit, în ţara noastră se disting două perioade de bază cu scurgere scăzută pe rîuri : *perioada scurgerii minime de iarnă* şi *perioada scurgerii minime de vară-toamnă*. Trebuie să precizăm însă că în timpul primăverii în regiunile joase, unde apele mari de primăvară se termină în martie, se observă, în decursul mai multor ani, o perioadă cu scurgere scăzută pînă la apariţia perioadei de viitură de la începutul verii. Această perioadă *a scurgerii scăzute de primăvară* dispare în munţi o dată cu altitudinea unde, prin prelungirea topirii zăpezilor, apele mari de primăvară sînt continuate de cele de vară, generate de ploi.

În timpul „secetei hidrologice", adică a lipsei viiturilor pe rîuri, acestea sînt alimentate exclusiv din ape subterane. Scurgerea scăzută din această perioadă este cu atît mai accentuată cu cît resursele de ape subterane, care sînt capabile să alimenteze rîurile, sînt într-o fază mai avansată de epuizare. După ultimele observaţii, perioada cu scurgere minimă absolută în ţara noastră se produce iarna.

Fig. 38. Funcţia scurgerii medii lunare minime (asig. 95%) în raport cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie (a) şi raioanele de valabilitate a relaţiilor (b). (1950—67). (I. Ujvári).



Din analiza datelor cu privire la scurgerea minimă-medie lunară din perioada 1950—1967 reiese că în aria de răspîndire a tipului de regim hidrologic pericarpatic vestic (v. fig. 39) scurgerea minimă de iarnă are o frecvenţă redusă (35—45%) în comparaţie cu cea de vară-toamnă. Aceasta se explică prin topirile frecvente din timpul iernii precum şi prin utilizările de apă din rîuri din perioada de vară pentru irigaţii. Această arie este conturată pe harta scurgerii minime din fig. 39. În aria continentală creşte simţitor frecvenţa formării scurgerii minime în timpul iernii la 70—80% în regiunile joase şi în general la 100% în munţi la altitudini de peste 1 000 m (v. fig. 40).

Pe baza datelor culese de la 285 de posturi hidrometrice, au fost calculate valorile debitelor minime medii lunare cu asigurare de 95%, iar valorile scurgerii specifice ($l/s/km^2$) ne-au servit pentru stabilirea relaţiilor cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie (v. fig. 38). S-a constatat că harta scurgerii minime elaborată încă în 1959 (245) a rămas valabilă.

Scurgerea minimă din categoria stabilită, adică ,,debitul de diluţie", urmăreşte în repartiţia sa teritorială legile umidităţii. Astfel, în regiunile joase, scurgerea minimă are valori sub 0,1 $l/s/km^2$. Creşterea peste valoarea critică de 0,3—0,5 $l/s/km^2$, care este caracteristică contactului montan cu piemonturile, se produce deja în zona umidităţii bogate, cu reproducerea repetată a apelor freatice în ciclul anual. La altitudini mari scurgerea minimă ajunge la 4—7 $l/s/km^2$ în cazul lipsei lacurilor alpine şi la 7—10 $l/s/km^2$ în cazul prezenţei efectului de regularizare a acestora şi al existenţei în bazine a petelor de zăpadă în perioada caldă şi a neveelor hipogee. Valo-

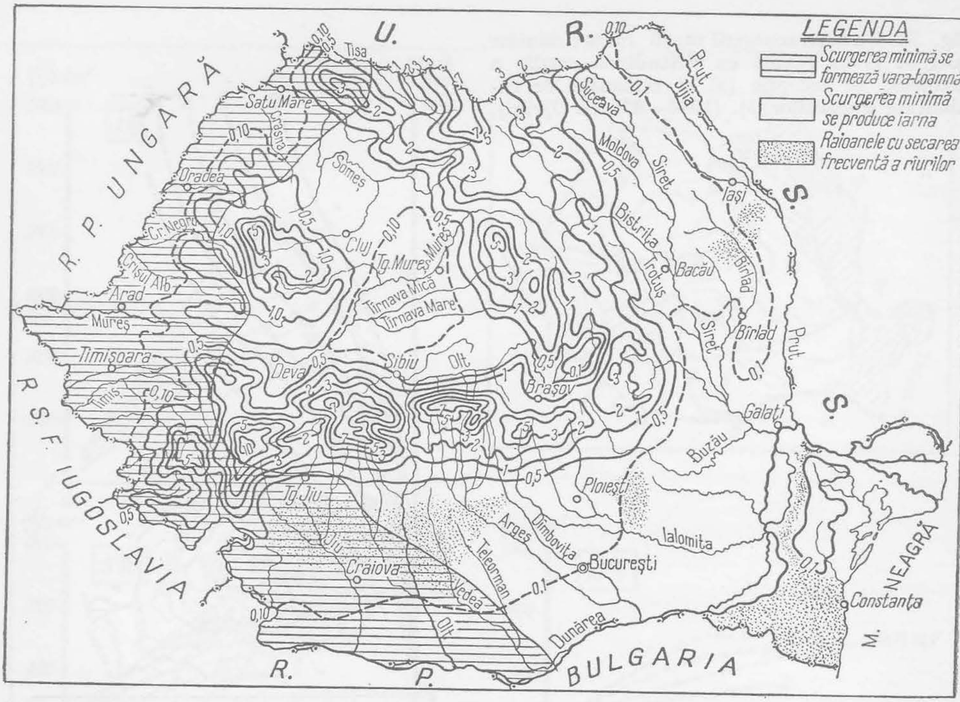


Fig. 39. Harta scurgerii minime cu asig. 95% (minime medii lunare pe perioada 1950—67). Zona haşurată = frecvenţa mai mare în profil multianual a scurgerii minime de vară, faţă de cea de iarnă (I. Ujvári).

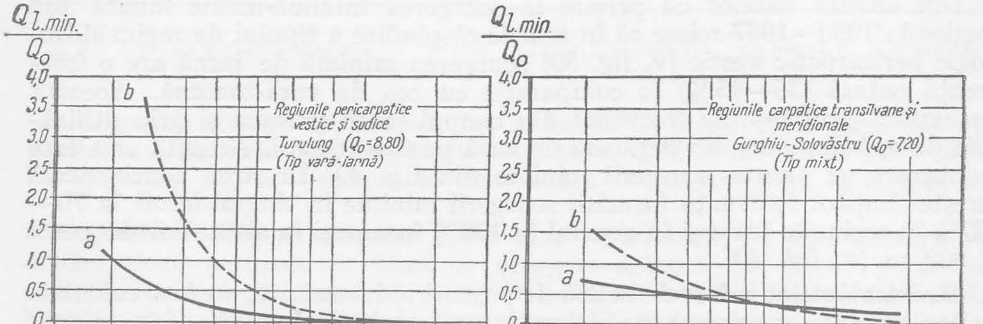


Fig. 40. Exemple de frecvenţă a scurgerii minime lunare din perioada caldă (*a*) şi rece (*b*) a anului, în vestul şi în estul ţării (I. Ujvári)

Fig. 41. Harta secării rîurilor din România (după I. Ujvári, M. Niţulescu, A. Păduraru).

rile scurgerii minime sînt mai ridicate la aceeași altitudine pe versantele vestice (fig. 38) față de cele cu expoziție estică.

Fenomenul secării rîurilor intră în atenția cercetătorilor din 1956, cînd a fost organizată prima anchetă cu acest subiect. În funcție de frecvența și durata secării pîraielor se deosebesc *cursuri de apă semipermanente*, care seacă în anii deosebit de secetoși, *cursuri intermitente*, cînd alimentarea subterană este numai vremelnică, rîurile secînd anual în perioadele secetoase și *cursuri temporare* cînd alimentarea subterană este atît de redusă, încît nu mai poate susține scurgerea între viituri. Tot în această categorie introducem și *cursurile epizodice*, în care scurgerea superficială se observă o dată la mai mulți ani, în timpul ploilor torențiale (văile din Dobrogea de sud).

Avînd în vedere că o dată cu creșterea suprafeței bazinale a sistemelor se mărește și posibilitatea de apariție în cadrul lor a unor surse de ape subterane importante, secarea devine un fenomen destul de rar. Cu alte cuvinte, dacă într-o regiune seacă și rîurile cu suprafețe bazinale mari, rezultă atunci că în bazin *condițiile de alimentare subterană* sau *condițiile climatice de regenerare* a apelor subterane sînt nefavorabile.

Condițiile de alimentare subterană sînt nefavorabile în țara noastră în piemonturile Getic și Rîmnic unde deși domină clima de silvostepă sau chiar a pădurilor de foioase, pachetele groase ale depozitelor villafranchiene compuse din pietrișuri și nisipuri nu conțin ape freatice în cantități însemnate. Primele orizonturi de ape subterane se află mult sub nivelul talvegului rîurilor autohtone, din care motiv acestea seacă pe suprafețe mari, ca de exemplu Amaradia Jiului (840 km²), întregul mănunchi de pîraie aparținînd sistemul Vedei, cu izvoarele în Piemontul Cotmeanei (v. fig. 41), văile seci din regiunile carstice (sohodolurile) etc.

Condițiile climatice de regenerare a apelor freatice sînt nefavorabile în stepa Cîmpiei Romîne, în Bărăgan și în stepa Covurluiului. Dintre rîurile intermitente de aici amintim Sărata Ialomiței (1 590 km²), Gerul, Suhul etc. Diferențele de umiditate dintre Podișul Transilvaniei și Podișul Moldovenesc se reflectă și în secarea rîurilor. Dacă la vest de Carpați seacă intermitent rîurile ale căror bazine hidrografice au suprafețe în jur de 20—100 km² și cele cu caracter intermitent de 350—400 km², în Moldova acestea se ridică la 500—800 km² (cele intermitente), respectiv la 1 000—4 000 km² (cele semipermanente).

Subliniem faptul că în Podișul Moldovenesc sînt destul de frecvente cazurile de secare și în timpul iernii, acest fenomen manifestîndu-se prin înghețul rîurilor (chiar și al Bîrladului la Bîrlad) pînă la fundul albiei. În Cîmpia de Vest cazurile de acest gen sînt destul de rare, fenomenul respectiv producîndu-se numai în timpul iernilor geroase.

TIPURILE DE REGIM HIDROLOGIC

Regimul hidrologic caracteristic al diferitelor rîuri din țara noastră se obține din combinarea regională a elementelor specifice anumitor perioade. Dorim să subliniem prin aceasta că orice raionare a tipurilor de regim se poate admite numai prin reconstituirea regimului hidrologic local, autohton, pentru unitatea naturală respectivă. Pentru rîurile care traversează

regiuni cu tipuri de regim diferite se obţine un regim compus, mai echilibrat. Aşa este cazul rîurilor colectoare submontane cum sînt: Siretul, Oltul, Someşul sau al celor care traversează crestele carpatice, cum sînt Jiul, Argeşul, Ialomiţa, Şebeşul, Rîul Mare, Cerna etc.

Tipurile de regim hidrologic pentru teritoriul ţării noastre au fost determinate încă din 1956 (240, 102, 245, 274), pe baza caracteristicilor repartiţiei scurgerii în timpul anului şi a surselor de alimentare. Limitele de repartiţie teritorială a tipurilor de regim identificate pe teritoriul ţării noastre sînt reprezentate pentru bazinul Dunării în fig. 90 unde se pot urmări şi particularităţile dinamicii de răspîndire într-un areal larg.

AMPLITUDINEA VARIAŢIILOR DE NIVEL ÎN RÎURI

Regimul nivelurilor apei este identic în timp cu regimul scurgerii, iar amplitudinea[1] de variaţie a nivelurilor este în funcţie de debit, viteză şi forma secţiunii văi stabilite într-un sector anume.

În ţara noastră se poate urmări situaţia specifică de frîngere a profilurilor longitudinale ale rîurilor la ieşirea lor din munţi. Acest fenomen are urmări multiple. La cursurile de apă montane, care în zona lor de baştină au amplitudinea în jur de 2—4 m, la ieşirea lor din munţi, în cazul producerii viiturilor simultane, amplitudinea nivelurilor poate creşte de la 4 la 8 m. Toate aceste legi pot fi urmărite în fig. 42 în care sînt prezen-

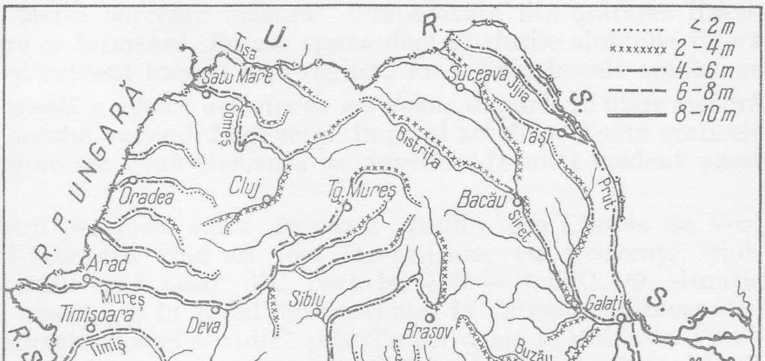


Fig. 42. Amplitudinea variaţiilor de nivel în lungul rîurilor din România (I. Ujvári).

[1] Amplitudinea maximă de nivel = diferenţa dintre nivelul maxim şi minim.

tate categoriile de amplitudine caracteristice rîurilor din ţara noastră. Efectul pieţelor de adunare a apelor din zona piemontană s-a manifestat foarte clar în timpul formării viiturii catastrofale din 13—20 mai 1970, de la confluenţa Someşului Mare cu Şieul, cu Lăpuşul, la confluenţa Tisei cu Someşul, la confluenţa Tîrnavelor cu Mureşul, a Mureşului cu Tisa ş.a. unde cotele au atins valori record.

De fapt, amplitudinea variaţiilor de nivel scade deobicei de la zona de divagare spre cîmpie, în cazul albiilor naturale. Dacă însă albiile sînt îndiguite, posibilitatea de extindere a apelor scade, scade secţiunea vie, deci cresc amplitudinile de nivel pînă la 8—10 m (Someş, Crişuri, Mureş etc.).

Pe sectoarele cu viteză mai mare a apei amplitudinea de nivel se diminuează. Un exemplu clasic în acest sens ne-a servit, în trecut, Dunărea în defileul ei (8—10 m la Baziaş şi la Turnu Severin şi abia 6—7 m la Orşova !). În locurile de extindere mare a luncii (insulele Ialomiţei şi Brăilei, Delta), amplitudinile nivelurilor înainte de îndiguire au descrescut sensibil, iar în zona de vărsare a fluviului, datorită raportului cu nivelul Mării Negre ele au ajuns abia la 3—4 m.

CAPITOLUL VII

Regimul termic și de îngheț al rîurilor

TEMPERATURA APEI DIN RÎURI

Rezervele calorice ale apelor din rîuri depind în mare măsură de radiația solară, de schimbul termic dintre aer-apă și albie-apă, de aportul caloric al scurgerii de versant, al scurgerii subterane, de căldura internă de frecare intermoleculară a apei, de aportul caloric al afluenților etc. Temperatura apei unui rîu, într-o secțiune dată, depinde și de conținutul caloric adus din amonte. Acest ultim factor are o importanță deosebită pentru rîurile mari din țara noastră, care în majoritate își au originea în munți. Astfel că, ,,apele reci'', care sosesc în regiunile joase, se încălzesc mai greu în timpul verii decît pîraiele locale, iar în timpul iernii situația se inversează. Tocmai acest fapt împiedică o zonare termică unică a temperaturii apelor. Această zonare se poate face deci numai pentru rîurile mici, locale, care reprezintă într-o oarecare măsură temperatura din unitatea fizico-geografică în care se formează. Putem spune deci că rîurile alohtone diferă în mod esențial și evident tocmai prin regimul lor termic de cele autohtone

Temperatura zonală a apelor din rîurile autohtone depinde în mare măsură de temperatura aerului variind, în general, în jurul acesteia. Toate graficele de legătură între aceste două elemente ne dovedesc în mod evident acest fapt.

Astfel, începutul perioadei calde, în cazul rîurilor din Cîmpia de Vest corespunde lunii februarie cînd au fost înregistrate, cu frecvență, ridicări ale temperaturii apei peste 0 °C pînă la + 2 — + 5 °C. O situație asemănătoare se observă și în sudul țării, mai ales în Oltenia; la începutul lunii martie temperatura apei se ridică și în Transilvania și Moldova. Fenomenul întîrzie în regiunea muntoasă (peste 2 000 m) pînă la sfîrșitul lunii mai și începutul lunii iunie. Topirea petelor de zăpadă în luna iunie, la aceste altitudini, îngreuiază încălzirea apelor, dar nu o împiedică cu totul, avînd în vedere că în regiunile lipsite de zăpadă încălzirea apelor — în parte prin intermediul încălzirii solurilor din jur — se resimte destul de accentuat.

După perioada de topire a zăpezilor, temperatura apei înregistrează o continuă creștere pînă în luna iulie, cînd atinge valoarea maximă. După analiza efectuată de C. Diaconu și colectiv, frecvența decadelor cu temperatura medie a apei de peste 20°C este anuală în regiunile joase (fig. 43) la altitudini mai mari de 600—800 m aceste valori dispar cu totul. Decadele cu temperaturi de peste 10 °C au , de asemenea, o frecvență mare în regiunile

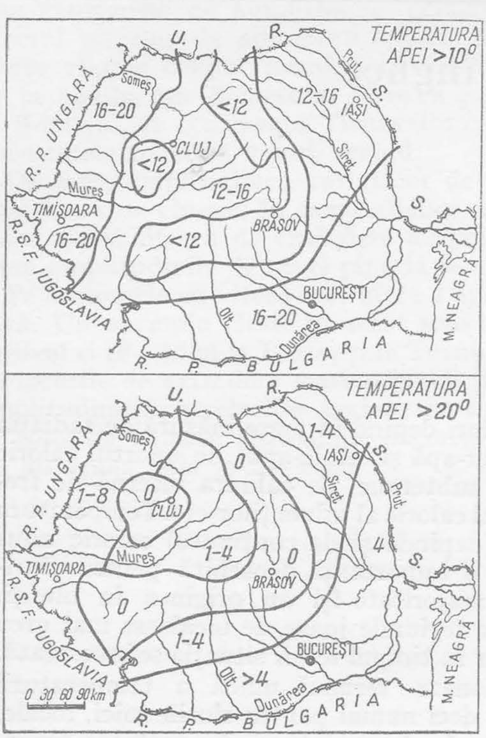


Fig. 43. Frecvența temperaturilor medii decadale ale apei de peste 10° și 20°C, în diferitele regiuni ale țării (după C. Diaconu).

joase (anual 16—20 de cazuri în medie) față de zonele mai înalte (sub 12 cazuri).

Încălzirea treptată a apei din rîuri și procesul de răcire spre toamnă se poate urmări în fig. 44, unde sînt reprezentate temperaturile medii lunare ale rîurilor în funcție de altitudinea medie a bazinelor de recepție.

Răcirea apei de la sfîrșitul perioadei calde se produce treptat, sfîrșitul etapei avînd o zonalitate verticală cunoscută. Dacă în zonele alpine apa se răcește pînă la 0 °C încă din octombrie, în regiunile joase aceasta se produce în primele două decade ale lunii decembrie, fără însă ca media lunară a temperaturilor să atingă 0 °C sau să scadă sub această valoare (v. fig. 45).

Temperatura rîurilor montane, cu regim termic alohton, după cum s-a mai amintit, este mai scăzută în lungul lor decît valoarea la care ne putem aștepta pe baza datelor asupra temperaturii aerului de la posturile hidrometrice. Diferențele între temperatura rîurilor autohtone și cele alohtone poate să atingă 8—10 °C, mai ales în perioadele calde.

Unele abateri de la zonalitatea verticală generală se pot observa la ivirea unor rezerve de ape subterane bogate. Astfel de exemplu, în cazul Cernei la Băile Herculane, apa din rîu devine mai caldă cu 0,5 pînă la 6 °C față de cea normală. În alte cazuri, apele abundente carstice contribuie la răcirea apei în perioada caldă (*Tismana, Crișul Repede, Roșia etc.*). *Totodată însă, în perioada de iarnă, apele subterane sînt, în general, mai*

calde decît apa din rîuri, contribuind la ridicarea temperaturii cu +1—+8°C la ivirea izvoarelor mai abundente și la destrămarea gheței de pe rîu.

Variația temperaturii apei rîurilor de la o zi la alta este mult mai redusă decît în cazul aerului. Această variație este însă și în raport cu debitul rîurilor. Astfel, dacă în cazul pîraielor cu debite în jur de 1 m^3/s vara se observă diferențe de la zi la noapte de 8—10°C, ele scad în cazul rîurilor mai mari (3,6°C pe Mureș, la Arad, 1,3°C în cazul Dunării în sectorul românesc).

FENOMENELE ȘI REGIMUL DE ÎNGHEȚ AL RÎURILOR

Putem afirma că pe toate rîurile din țara noastră, în stare naturală, se observă fenomene de îngheț; frecvența, durata și formele lor de apariție variază însă între limite largi. Dintre fenomenele de îngheț cele mai frecvente amintim: gheața la mal, aciculele, gheață de fund (interioară), gheața interioară ridicată la suprafața apei (năboi), scurgerea sloiurilor de gheață la începutul și sfîrșitul iernii, zăpoare, podul de gheață, inia (zăpada la suprafața apei) etc.

Avînd în vedere clima schimbătoare, fenomenele de îngheț au o frecvență

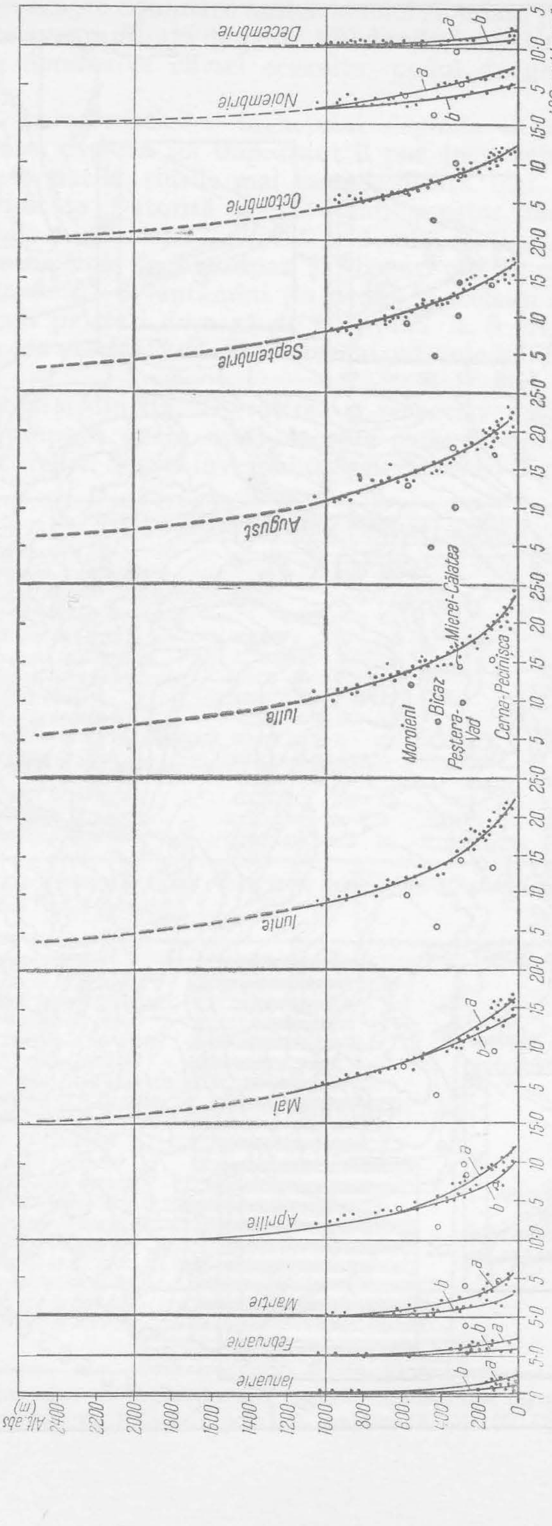


Fig. 44. Funcția temperaturii medii lunare a apei din rîurile de altitudine (I. Ujvári).

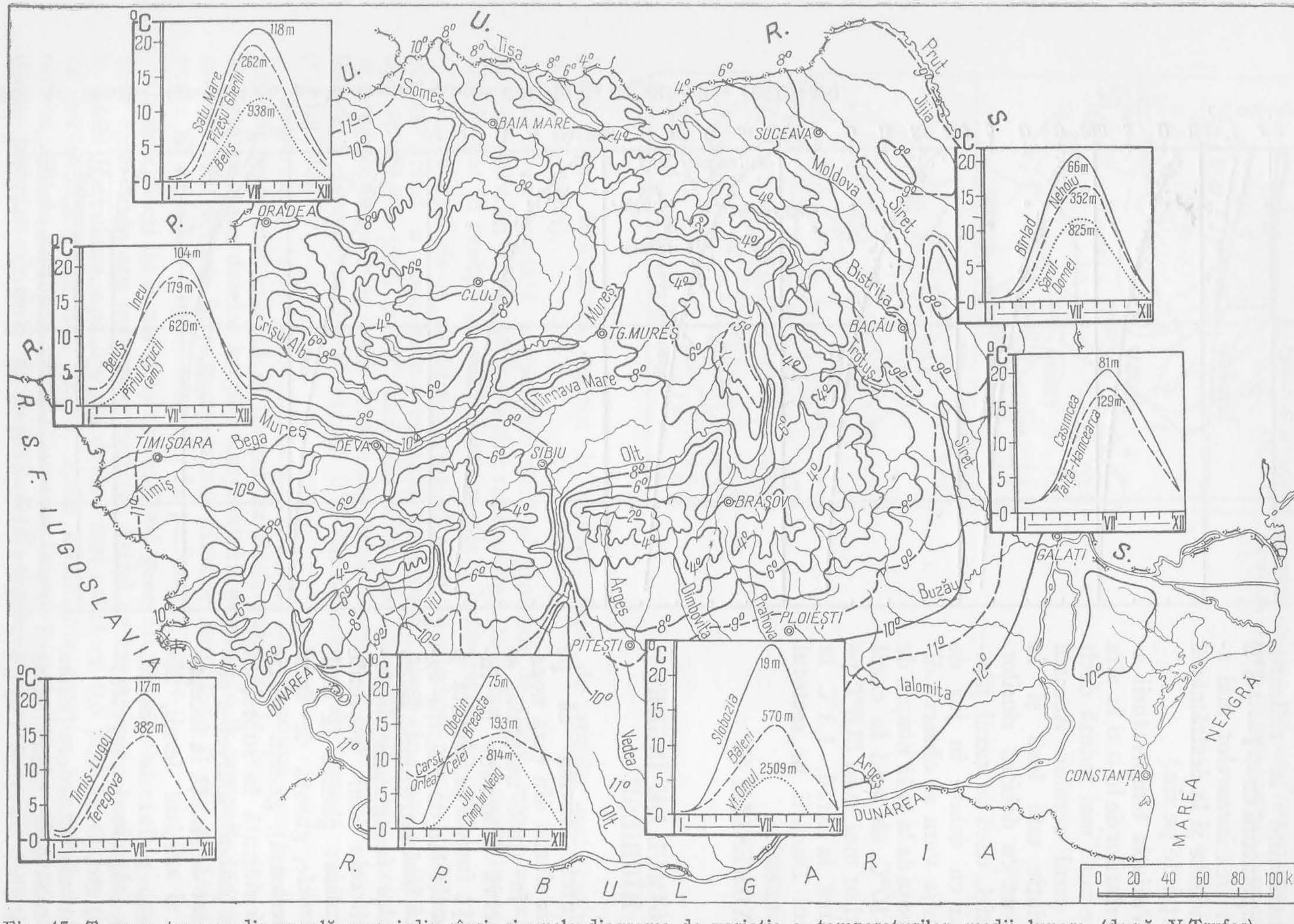


Fig. 45. Temperatura medie anuală a apei din rîuri și unele diagrame de variație a temperaturilor medii lunare (după V.Trufaș).

și durată foarte variabilă. În timpul dominării anticiclonului siberian, podul de gheață, de exemplu, poate avea o durată de peste 120 de zile, iar în timpul iernilor mai călduroase, cu dominarea climei oceanice, podul de gheață poate lipsi cu totul (fig. 46).

Varietatea teritorială a caracteristicilor înghețului depinde în mare măsură de condițiile climatice, deși un rol important îl pot juca debitele de apă pe diferite sectoare fluviatile; rîurile mai mari îngheață mai greu din cauza debitului caloric ridicat. Datorită multitudinii acestor factori precum și intensității variabile a influenței lor (pînă la dominare, mai ales, în regiunile carstice) fenomenele de îngheț apar și dispar pe suprafețe relativ restrînse cu diferențe de 5—6 săptămîni (în medie) în aceleași zone de altitudini. Podul de gheață pe rîuri durează de la 3 pînă la 5 ori mai mult în partea estică față de cea vestică, unde se simte mai puternic influența oceanică.

După cum se poate observa și din fig. 47, răcirea și respectiv apariția fenomenelor de îngheț, se propagă de la nord-est spre sud-est, aproape independent de condițiile de relief. Sensul invers al desprimăvărării (fig. 47)

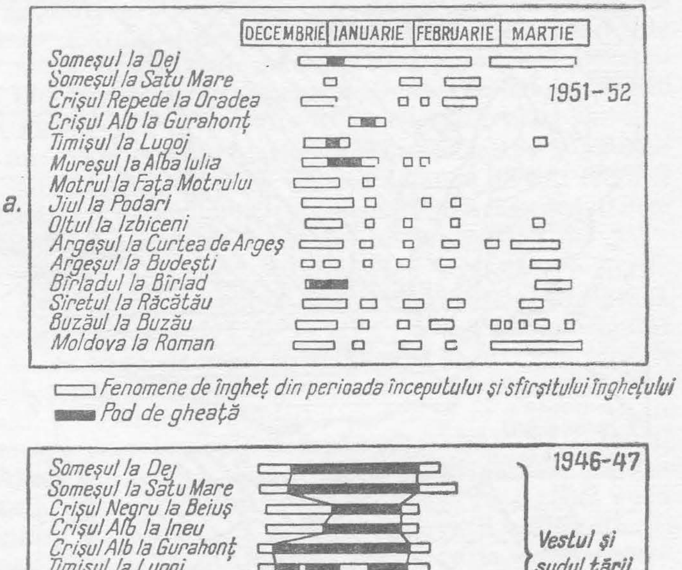
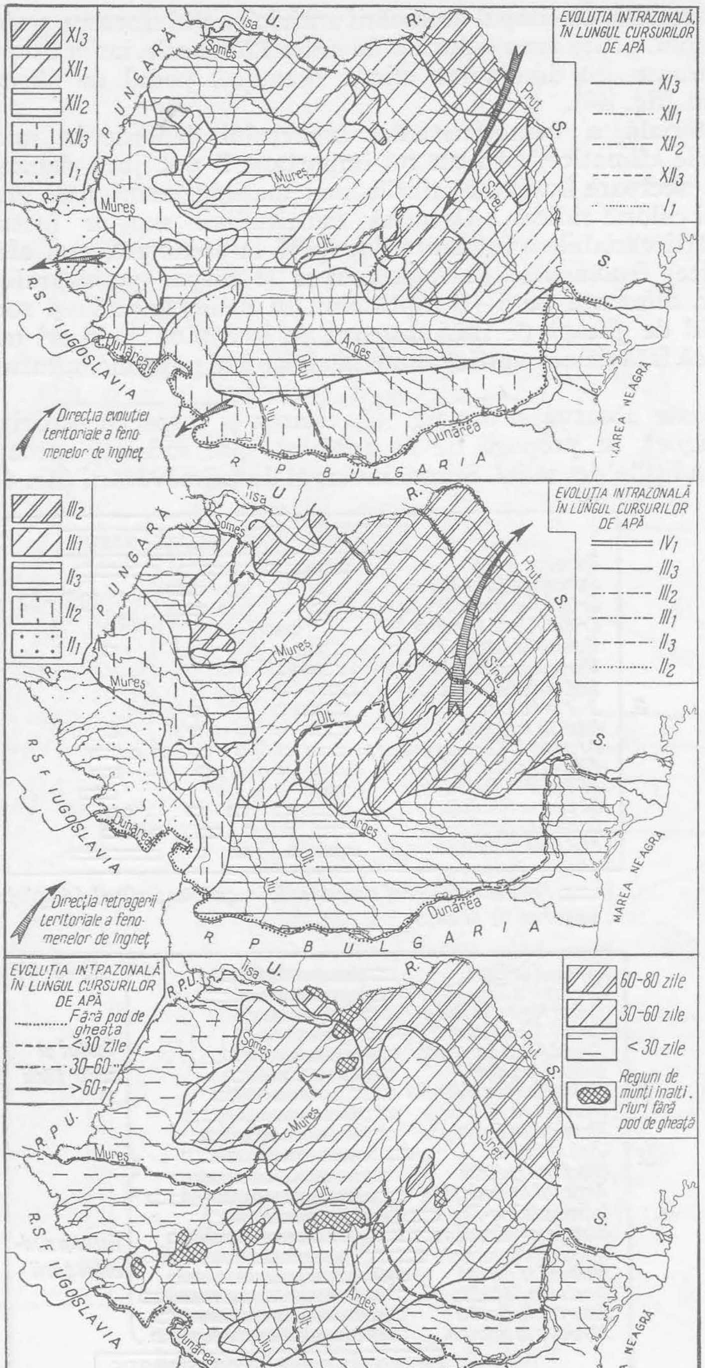


Fig. 46. Caracterul și durata fenomenelor de îngheț în anii cu ierni continentale (*a*) și călduroase, cu influență oceanică accentuată (*b*). (I. Ujvári).



a)

b)

c)

Fig. 47. Datele medii ale începutului (*a*) și sfîrșitului (*b*) fenomenelor de îngheț și durata medie a podului de gheață (*c*). (I. Ujvári)

se produce în aceleaşi condiţii. Lipsa de manifestare a prelungirii perioadei de îngheţ cu altitudinea se datoreşte tocmai compensării efectului climatic de către factorii neclimatici amintiţi. La altitudini mari, cu pante de peste 70—100 m/km, factorii neclimatici dobîndesc un efect de încălzire ce depăşeşte pe cei climatici de răcire, deci pîraiele alpine se întîmplă să nu îngheţe complet. Podul de gheaţă deseori este înlocuit de o pătură de zăpadă viscolită, dacă cursul nu are lăţimi mari.

În aceste condiţii se poate observa în ţara noastră o zonalitate destul de particulară a perioadelor de îngheţ, care se manifestă mai ales în sensul componenţilor traseelor ciclonale atlantice (vest) şi ale celor mediteraneene (sud-vest) în opoziţie cu activitatea anticiclonală din nord-est. În interiorul crono-zonelor, redate în fig. 47 sînt specificate şi evoluţiile fenomenelor de îngheţ intrazonale, care nu coincid întocmai din cauza factorilor neclimatici sau din cauza efectelor centrelor industriale care deversează ape calde în rîuri (Dîmboviţa, Bîrsa etc),

Perioada îngheţului începe pe rîurile mai mari (peste 3—5 m^3/s) cu gheaţă la mal, din care se formează scurgerea sloiurilor de gheaţă. În această etapă zăpoarele care se formează nu sînt periculoase deoarece sloiurile nu sînt încă groase şi se distrug uşor. Dacă răcirea este bruscă, rîurile îngheaţă rapid de la un mal la altul. Rîurile mai mari însă, aproape fără excepţie, îngheaţă datorită blocării sloiurilor (inclusiv Dunărea). Datele medii ale formării podului de gheaţă pot fi urmărite în descrierile regionale.

Podul de gheaţă are durată şi grosimi variabile. Durata medie a lui este reprezentată în fig. 47. Grosimea podului de gheaţă depinde de toţi factorii amintiţi, însă media este în jur de 30 cm în ţara noastră, iar maxima atinge 70 cm (suma temperaturilor negative necesare în jur de — 200 °C).

Frecvenţa anuală a podului de gheaţă este foarte variabilă. Pe rîurile cu adîncimi mici (sub 1 m) şi cu pante reduse, podul de gheaţă se formează deja la o sumă de temperatură negativă de — 50 °C, ceea ce este asigurat anual în ţara noastră. Un exemplu elocvent în acest sens îl prezintă pîraiele din Dobrogea, unde deşi iernile sînt blînde, frecvenţa ajunge totuşi la 80—100% în ultimii 15 ani. Pe rîurile cu adîncimi şi viteze mai mari, podul de gheaţă nu se formează nici la suma temperaturii de —100—150 °C, deci el are o frecvenţă mult mai redusă. Astfel, nu se poate realiza o raionare nici măcar generală a acestei caracteristici ; el se poate reprezenta eventual de-a lungul cursurilor de apă, dacă există observaţii suficiente. În limita cunoştinţelor existente se poate afirma că, în aria continentală, rîurile autohtone au pod de gheaţă în circa 80 de ani din 100, iar în Banat variază de la 15 pînă la 70 de ani din 100.

Dezgheţul rîurilor se produce din aval spre amonte (în majoritatea cazurilor), deci apele mari formate la altitudini mai ridicate, în munţi, întîlnesc deja în cîmpii cursuri libere sau cu gheaţă foarte slăbită. Astfel, se explică frecvenţa relativ rară a inundaţiilor de zăpoare. Se întîmplă totuşi, ca topirile şi ploile din munţi să întîlnească în cîmpie gheaţă solidă lipită puternic de maluri. În asemenea cazuri se formează cursuri de apă pe deasupra gheţii, iar după un nou îngheţ se produce gheaţa stratificată.

CAPITOLUL VIII

Turbiditatea şi scurgerea solidă din rîuri

Transportul de aluviuni aflate în suspensie şi tîrîte de către rîurile din ţara noastră depinde într-o mare măsură de factorii fizico-geografici (climatici, hidrologici, de relief, sol, vegetaţie), umani şi geologici (litologia rocilor de bază). Modificările faţă de echilibrul natural iniţial se datoresc, mai ales, intervenţiei umane, care dacă nu este raţional făcută provoacă accelerarea eroziunii. Astfel, datorită unei exploatări neraţionale a pădurilor în trecut, a fost dezlănţuită o eroziune extrem de puternică în Vrancea, în bazinele Buzăului, Rîmnicului, Bîrladului, Argeşului superior şi Jiului, în Munţii Apuseni etc. După întocmirea hărţii gradului de eroziune a solului au putut fi urmărite rezultatele dezastruoase ale unei agriculturi neraţionale practicate în trecut (arături în lungul versanţilor). Din acest inventar a reieşit, că 8 500 000 ha (35%) din suprafaţa ţării se afla, în 1955, într-un grad mai mare sau mai mic de degradare. Dintre acesta, pe circa 4 000 000 ha (17,5%) degradarea s-a dovedit înaintată prezentînd un grad de eroziune excesivă şi de adîncime. Pentru ameliorarea acestei situaţii s-au luat măsuri urgente privind suprafeţe mari. S-au organizat studii speciale şi asupra dinamicii fenomenului, din care a reieşit, că în ţara noastră pe terenurile golaşe eroziunea are o intensitate de mai bine de 120 de ori mai mare, decît în pădure (4). În cazul experimentelor pe parcele agricole, s-a dovedit că eroziunea pe terenurile lucrate cu metode adecvate este de 0,5—4,5 ori mai mică decît pe cele lucrate neraţional (137). Totodată numeroase studii dezbat modalităţile de ameliorare a eroziunii accelerate, iar unităţile socialiste competente le aplică pe scară largă. Astfel, dispar treptat în etapa actuală „focarele" aluviunilor; în scurt timp ne putem astfel aştepta la o scădere regională a transportului de aluviuni fluviatile.

ALUVIUNILE ÎN SUSPENSIE

Studii pentru determinarea turbidităţii apei (ρ g/m^3) şi a debitelor de aluviuni în suspensie (Rkg/s) ale rîurilor din ţara noastră au început în anul 1951. În prezent, C. Diaconu a reuşit să determine valorile medii ale acestor elemente pentru un număr de 142 de puncte hidrometrice, pe o perioadă de 18 ani (1950—1967), prin folosirea unor serii de core-

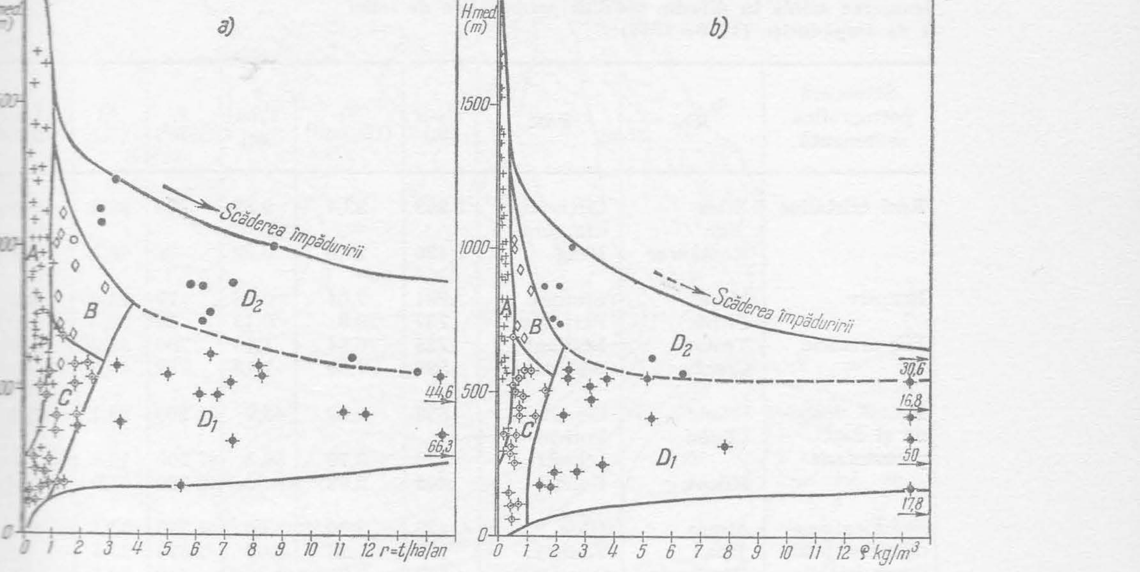


Fig. 48. Relațiile turbidității (*a*) și scurgerii solide specifice (*b*) de aluviuni cu altitudinea, cu indicarea condițiilor geologice în ariile geografice (I. Ujvári)

A — regiuni cu roci puternic rezistente la eroziune (șisturi cristaline, calcare eruptive); *B* — regiuni cu roci rezistente la eroziune (fliș cretacic, conglomerate, gresii); *C* — regiuni cu roci neogene slab rezistente dar cu agro-silvicultură rațională; D_1, D_2 — regiuni ale Piemontului Getic, fliș plus molasă neogenă.

lații pentru completarea șirului de observații cu ajutorul debitelor lichide, unde aceasta a fost posibilă (282).

O primă încercare de generalizare privitoare la repartiția scurgerii solide din România a fost făcută tot de C. Diaconu în anul 1949, pentru o perioadă de 6 ani. Cu această ocazie autorul a reușit să stabilească, pentru prima dată, caracterul corelației care există între turbiditate și altitudinea medie a bazinelor de recepție, deci a zonalității verticale în Carpați, stabilind și raioanele de valabilitate a corelațiilor.

Desigur, aceste corelații sînt dependente, în ceea ce privește repartiția lor teritorială, atît de structura litologică dominantă a solurilor, pantei, cît și a gradului de acoperire a bazinelor de recepție cu păduri.

În tabelul 5 sînt cuprinse pe unități de relief valorile tipice ale scurgerii solide, scurgerea medie specifică lichidă, gradul de împădurire și panta medie reprezentativă în diferite condiții geologo-litologice.

În întreaga repartiție teritorială a scurgerii solide și a turbidității se evidențiază rolul deosebit al litologiei regiunii (fig. 48). Dacă în ariile de răspîndire a rocilor rezistente la eroziune cum sînt : șisturile cristaline, regiunile calcaroase, rocile eruptive, turbiditatea scade la valori sub 100 g/m³, în flișul cretacic paleogen crește la 250—1 000 g/m³, iar în flișul neogen și în regiunile piemontane atinge valoarea impresionantă de 5 000—25 000 g/m³, în condițiile unui relief accidentat cu pante mari (130—220 m/km) și cu un grad mai redus de împădurire (15—30%). Menționăm însă și caracterul ploilor și dominarea tipului de alimentare pluvio-nivală și chiar plu-

TABELUL 5

Scurgerea solidă în diferite condiții petrografice de relief și de împădurire (1950–1967)

Structură petrografică dominantă	Rîu	Post	H_{med} (m)	q_0 (l/s/km²)	r (T/ha/an)	ρ (g/m³)	k_i (%)	I_{med} (m/km)
Roci cristaline	Bîlea	Cîrțișoara	1 263	33,4	0,32	30	86,4	407
	Jiul Românesc	Cîmpului Neag	1 420	24,6	0,29	38	58,4	317
Eruptiv	Mureș	Stînceni	991	7,04	0,18	79	74,0	204
	Firiza	Ferneziu	737	29,8	0,48	50	88,3	180
Fliș cretacic	Trotuș	Radiana	725	6,54	1,43	700	59,3	170
	Cracău	Slobozia	586	4,60	1,13	780	45,0	81
Molasă neogenă și dep. piemontane	Slănic	Cernătești	558	4,39	43,0	31 200	38,1	198
	Cîlnău	Potîrnichești	339	3,79	56,3	47 200	15,3	136
	Milcov	Golești	405	2,92	9,50	10 300	61,0	150
Sedimente neogene și paleogene friabile	Almaș	Hida	420	2,90	1,60	1 750	30,5	164
	Jijia	Todireni	175	1,28	1,02	2 520	23,5	61,
	Hîrtibaciu	Cornățel	512	2,72	0,38	440	28,5	83
Depozite neogene — cuaternare friabile	Crasna	Moftinul Mic	268	3,10	0,54	560	24,0	79,
	Călmățui	Cireșu	66	2,37	0,43	575	5,0	10
	Cigher	Chier	275	3,41	0,37	340	8,0	106

vial-moderată a rîurilor, care denotă procese hidrologice intense în aceste regiuni cu eroziune atît de puternică.

Valori ridicate ale turbidității se întîlnesc și în regiunile de podiș, unde pe lîngă pantele mari ale reliefului, rocile friabile și gradul de acoperire cu păduri este destul de redus. Nu este de mirare astfel, că în Podișul Moldovenesc apar raioanele cu turbidități în jur de 2 500—5 000 g/m³, mai ales dacă se ia în considerare prezența tipului de alimentare pluvial-moderat.

În condiții asemănătoare, însă cu o alimentare pluvială mai scăzută a rîurilor, în Podișul Transilvaniei turbiditatea este mai redusă decît în Podișul Moldovei (fig. 49). Există și aici valori în jur de 2 500 g/m³, dar aceasta se localizează mai mult la Podișul Someșan; în restul bazinului, mai ales în partea sa sudică, turbiditatea scade la valori de 500—1 000 g/m³ și chiar sub acestea. Este adevărat că și gradul de acoperire cu păduri este mai mare, în general, în Podișul Transilvaniei însă un rol hotărîtor îl are în formarea turbidității mici și torențialitatea mai redusă a scurgerii. În afară de aceasta, îndeosebi în sudul bazinului sînt foarte răspîndite și răzoarele, culturile terasate, care reduc în mare măsură intensitatea proceselor de versanți.

În regiunile de cîmpie turbiditatea apei are valori scăzute după cum s-a mai subliniat, mai ales din cauza pantelor mici ale reliefului (în jur de 5—10 m/km). Valorile turbidității sînt în jur de 250—500 g/m³, crescînd

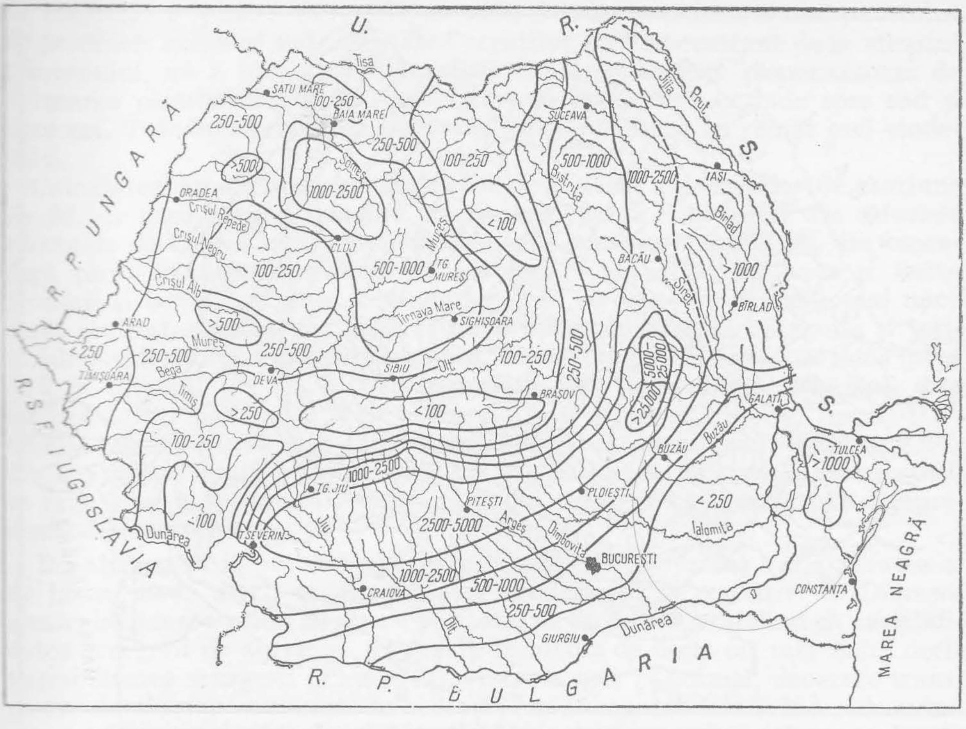


Fig. 49. Harta turbidității medii (1952-1967) a rîurilor (g/m³), (după C. Diaconu).

treptat spre cîmpiile piemontane pînă la 1 000—1 500 g/m³ în sudul țării. Fenomenul creșterii spre piemonturi se evidențiază mai slab în Cîmpia de Vest, unde trecerea este destul de bruscă de la cîmpie spre munți; probabil unele procese mai intense din piemonturile vestice nu au putut fi sesizate din cauza extinderii lor teritoriale reduse și lipsei unor cursuri de rîuri reprezentative, aflate sub control hidrometric. După caracterul reliefului, în Cîmpia de Vest ar trebui să existe întinse teritorii lipsite de eroziune pe interfluvii, regiunile inundabile fiind îndeosebi suprafețele de sedimentare și nu de eroziune. Aceste detalii însă nu pot fi sesizate datorită lipsei datelor de observații. De asemenea, trebuie să subliniem lipsa eroziunii fluviatile, din Bărăgan cu un relief polidepresionar, de crovuri, lipsit de un drenaj superficial.

■

Scurgerea solidă medie specifică (t/ha/an). Scurgerea solidă are o zonalitate verticală oarecum diferită față de turbiditate, deoarece în această noțiune este inclusă și cantitatea scurgerii lichide, care crește cu altitudinea, contrar sensului de schimbare a turbidității. Cu toate acestea, tendința generală a relațiilor (fig. 50) este de scădere în raport cu altitudinea, mai ales dinspre zonele cu turbiditate excesivă din sudul țării.

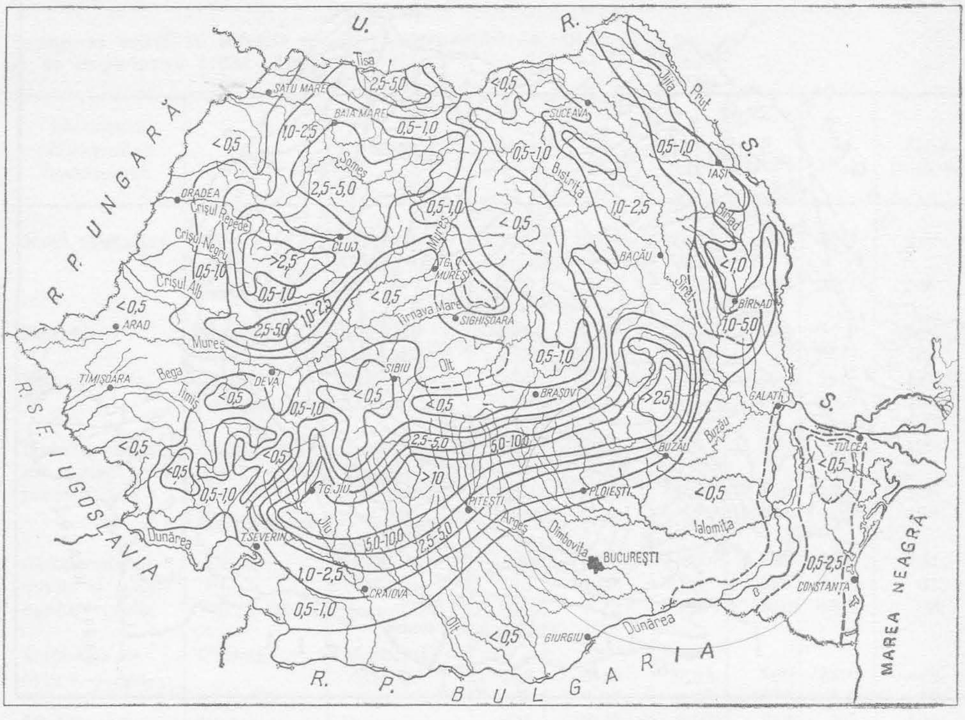


Fig. 50. Harta scurgerii solide specifice (t/ha/an ; 1952—1967) (după C. Diaconu).

Dacă efectul torenţialităţii scurgerii şi-a lăsat amprente în turbiditatea cursurilor de apă, în eroziunea specifică ea se impune şi mai puternic.Dacă aruncăm o privire generală asupra hărţii scurgerii solide specifice (fig. 50) se observă imediat uniformitatea relativă a valorilor din vestul Carpaţilor, unde, cu excepţia Podişului Someşan, valorile variază între 0,5 şi 2,5 t/ha/an din regiunile de cîmpie pînă la altitudinile mari ale munţilor. Totodată în estul ţării, cu regimul continental cel mai accentuat al precipitaţiilor şi mai ales în zona de descărcare a lor, eroziunea specifică creşte brusc de la valorile de sub 0,5 t/ha/an la peste 5—10 t/ha/an, în cotul carpatic, atingînd în bazinul Buzăului 25 t/ha/an. Valorile scurgerii solide sînt totodată relativ reduse în Podişul Moldovei — din cauza scurgerii lichide mici (0,5—2,5 t/ha/an).

■

Dintr-o sinteză generală, pe ţară, reiese că valoarea medie a scurgerii solide este de 1,75 t/ha/an, rîurile transportînd anual o cantitate de aluviuni de 45 000 000 t. Faptul că în estul ţării există o eroziune mai puternică decît cea din vest, s-a putut constata şi din observaţiile concrete. Astfel, afluenţii Tisei şi ai Dunării la vest de vărsarea Cernei au o scurgere medie de 0,96 t/ha/an, iar la est de 2,19 t/ha/an, adică 8 100 000 t respectiv 36 400 000 t/pe an. Aceste date ne permit tragerea unei concluzii deosebit

de importante pentru procesele actuale, şi anume: eroziunea mai puternică de pe clinele sudice şi sud-estice ale Carpaţilor, care se continuă de la sfîrşitul pliocenului, nu a încetat nici în zilele noastre. Ea este răspunzătoare de formarea piemontului sudic Getic, care în prezent se extinde spre sud şi spre est. Totodată procesele din vestul ţării au fost şi au rămas mai moderate.

Calcularea procentuală a repartizării teritoriale a proceselor de eroziune ne dă, de asemenea, o imagine interesantă. După cum reiese din calculele efectuate de C. Diaconu, *teritoriile lipsite de eroziune* ocupă 3,6% din suprafaţa ţării, incluzînd regiunile de aluvionare actuală din lunca şi Delta Dunării şi lacurile litorale. Considerăm însă că această cifră este mai mică decît realitatea, deoarece autorul nu a inclus în această categorie şi teritoriile semiendoreice polidepresionare. *Scurgerea de aluviuni este slabă* (pînă la 0,5 t/ha/an) pe 31,7% din suprafaţa ţării (media 0,37 t/ha/an), este *moderată* (între 0,5 şi 1,0 t) pe o suprafaţă ce reprezintă 34,2% (media 0,75 t/ha/an), este *ridicată* (1,0—10,0 t) pe 27,7% şi este *înaltă* (10—25 t) pe 2,6% din suprafaţa totală a ţării. Peste 25 t/ha/an, unde eroziunea este *excesivă*, se relevă pe o suprafaţă relativ mică din regiunea cotului carpatic, reprezentînd doar 0,2%.

Un alt aspect important al scurgerii solide îl reprezintă variabilitatea ei de la un an la altul, exprimată prin coeficientul de variaţie. C. Diaconu a calculat aceste valori pentru o perioadă de 30 de ani, stabilind că variabilitatea scurgerii de aluviuni (C_{vR}) este în medie de două ori mai mare decît variabilitatea scurgerii lichide (C_v). Aceasta este şi normal, deoarece transportul de aluviuni nu creşte în aceeaşi pondere cu debitele lichide, ele avînd un raport exponenţial. La debite lichide reduse energia apelor este foarte mică, rîurile transportînd cantităţi mici de aluviuni, în schimb o dată cu creşterea debitelor, transportul de aluviuni creşte foarte rapid. Datele privitoare la variabilitatea scurgerii solide şi lichide sînt cuprinse în tabelul 6.

TABELUL 6

Variabilitatea scurgerii solide şi a scurgerii lichide într-o perioadă de 30 de ani (după C. Diaconu).

Rîul	Postul hidrometric	C_v (apă)	C_{vR} (aluv.)	C_{vR} C_v
1	2	3	4	5
Someşul Mare	Beclean	0,42	0,84	2,0
Someş	Dej	0,41	0,96	2,3
Someş	Ulmeni	0,39	0,98	2,5
Someş	Satu Mare	0,38	0,83	2,2
Crişul Alb	Chişineu Criş	0,48	0,82	1,7
Mureş	Tg. Mureş	0,32	0,70	2,2
Mureş	Arad	0,30	0,62	2,1
Timiş	Lugoj	0,34	0,91	2,7
Jiu	Podari	0,36	0,90	2,5
Olt	Feldioara	0,34	0,60	1,8
Argeş	Malu Spart	0,31	0,62	2,0
Dîmboviţa	Conţeşti	0,31	0,81	2,6

TABELUL 7

Debite medii lunare de aluviuni în suspensie (kg/s) pe perioada 1958–1967 (282)

Rîul	Post	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Rîuri de dealuri şi de cîmpie														
Tur	Turulung	0,886	1,60	2,76	1,66	0,375	1,25	1,47	0,809	0,078	0,222	0,656	0,891	1,06
Almaş	Hida	0,554	4,38	10,8	7,16	4,80	4,44	2,84	1,46	0,085	0,080	1,06	6,682	3,18
Cigher	Chier	0,26	1,94	0,58	0,91	1,01	0,52	0,36	0,20	0,06	0,04	0,14	0,42	0,58
Hîrtibaciu	Cornăţel	0,03	1,00	1,46	2,44	1,52	0,391	1,52	0,391	0,042	0,040	0,153	0,120	0,96
Vedea	Alexandria	4,74	31,3	48,5	21,0	10,8	12,2	4,56	1,14	1,79	0,059	2,23	2,59	11,6
Jijia	Todireni	0,629	6,36	10,1	9,87	5,94	9,86	0,590	0,422	0,151	0,120	0,115	0,279	3,70
Bîrlad	Negreşti	0,619	3,38	6,64	9,19	11,3	9,37	0,919	0,150	0,254	0,100	0,178	0,137	3,66
Casimcea	Casian	0,249	5,96	0,276	0,297	2,19	9,10	5,25	5,86	3,05	0,956	0,628	0,619	2,87
Rîuri cu izvoare în Carpaţi														
Vişeu	Moisei	0,172	0,445	1,13	1,58	2,99	2,56	2,46	1,50	0,269	0,175	0,606	0,331	1,18
Someş Mare	Nepos	1,86	9,04	12,8	13,2	7,04	5,08	9,51	5,40	0,587	0,367	2,74	3,59	5,94
Someş Mic	Cluj	1,00	2,36	3,15	18,6	9,43	8,02	5,80	2,49	0,697	0,896	0,534	0,646	4,17
Crişul Negru	Şuşti	0,217	0,612	0,718	1,07	0,288	0,338	0,198	0,081	0,042	0,080	0,481	0,399	0,377
Rîul Mare	Pădeşel	0,144	0,240	0,167	0,197	5,47	1,93	0,459	0,338	0,259	0,207	0,815	0,131	0,902
Belareca	Mehadia	0,675	1,49	1,98	4,24	2,50	2,18	0,831	0,345	0,087	0,397	0,671	1,90	1,44
Jiu	Podari	81,4	103	262	240	230	279	35,7	35,2	7,33	5,39	55,5	36,3	114,0
Olt	Micfalău	0,078	0,589	1,05	1,07	5,31	0,599	0,475	0,249	0,054	0,053	0,136	0,179	0,421
Olt	Rm. Vîlcea	6,76	22,2	68,8	57,7	89,3	110	34,1	18,6	5,62	28,0	4,46	3,86	37,6
Argeş	Malu Spart	14,9	22,8	66,5	113	190	81,7	46,2	15,9	6,56	6,83	15,0	18,8	45,2
Dîmboviţa	Conţeşti	8,47	4,89	33,7	32,3	60,3	66,0	28,0	8,70	0,626	0,20	4,62	2,50	21,3
Trotuş	Goioasa	0,134	0,556	0,526	1,13	10,9	4,27	1,07	1,25	0,239	0,183	0,270	0,221	1,75

Repartiția scurgerii solide în timpul anului urmărește aproape fidel regimul scurgerii lichide. Unele diferențe în profil multianual se datoresc diversității gradului de torențialitate a cursurilor de apă. Este cunoscut faptul, că vitezele critice de antrenare a aluviunilor aflate în suspensie apar mai devreme la viiturile vehemente decît în cazul celor mai moderate. Perioada frecvenței maxime a ploilor torențiale fiind între mai-august, în cazul tipului de alimentare pluvial moderat, aceasta reprezintă și perioada transportului maxim de aluviuni. În vestul țării, unde majoritatea scurgerii se formează primăvara și iarna, această etapă duce și la formarea eroziunii celei mai puternice, care se oglindește bine și în datele hidrometrice (v. tabelul 7).

ALUVIUNILE TÎRÎTE

Studiul scurgerii aluviunilor tîrîte este deocamdată la început. După rezultatele obținute de S. Crăciun și D. Urziceanu, se apreciază că debitul lor în general nu depășește 10% din totalul scurgerii solide.

MOBILITATEA ALBIILOR FLUVIATILE

Modificarea albiilor în plan și pe verticală, ca urmare a eroziunii laterale și liniare, este o expresie a energiei cursului de apă în condițiile aluviunilor ce constituie albia fluviatilă.

În ceea ce privește condițiile hidraulice locale ale mobilității, acestea se exprimă prin indicele Lohtin-Velikanov*, care se bazează pe raportul ce există între viteza apei și dimensiunea aluviunilor. Cu cît vitezele sînt mai mari și aluviunile sînt mai mici, cu atît mobilitatea albiei va fi mai mare și invers.

Fenomenul este studiat la nivel de generalizare pentru întregul teritoriu al României de D. Urziceanu, care a calculat valorile φ pentru un număr de 38 de posturi hidrometrice și a stabilit diametrul aluviunilor în 79 de puncte pentru diferite rîuri și sectoare tipice ale acestora (256).

S-a dovedit că pe teritoriul țării noastre diametrul aluviunilor crește o dată cu altitudinea (fig. 51 a) și în același sens crește și stabilitatea albiilor fluviatile, adică descrește indicele φ de mobilitate (fig. 51 b). Menționăm însă, că aceste corelații sînt valabile, mai ales, pentru rîurile mai mari și pentru rîurile de munte, care în locul lor de origine sînt considerate ca autohtone. Rîurile autohtone din sectoarele de cîmpie au depozite mult mai fine, decît cele mari, care sînt numai tranzitorii. Sub formă de izolinii ele nu se pot reprezenta, dar pot fi eventual urmărite de-a lungul cursurilor de apă. Aceeași situație este valabilă și pentru indicele de mobilitate.

D. Urziceanu stabilește șase zone principale de mobilitate a albiilor:

I. *Mobilitatea albiilor rîurilor de munte, peste* 1 000 m altitudine, este foarte redusă. Rîurile își sapă albiile în roci dure, cu rezistență mare la ero-

* $\varphi = \frac{V^2}{g \cdot d} - 15$, unde:
V — viteza apei (m/s); g = 9,81; d — diametrul mediu al depozitelor de fund.

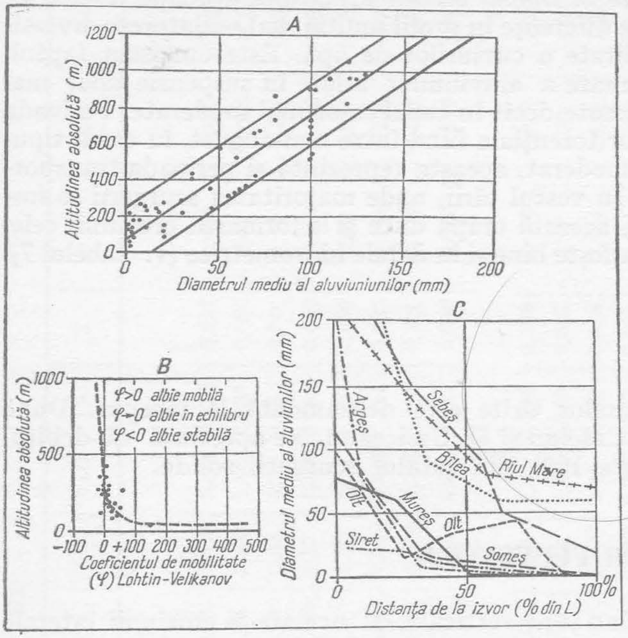


Fig. 51. Relaţii cu privire la funcţia diametrului mediu al aluviunilor şi a mobilităţii albiilor cu altitudinea (după D. Urziceanu).

ziune. Diametrul aluviunilor în această zonă este mare, media lor din albii depăşeşte 10 cm, iar coeficientul φ este negativ, cu variaţii foarte mici, practic constant (±15).

II. *Zona dealurilor premontane înalte* din jurul Carpaţilor, cu extensiune mare în regiunea dealurilor înalte ale Someşului şi Tîrnavelor, au mobilitatea albiilor fluviatile foarte variată (φ între −10 şi +50), diametrul aluviunilor variind în jur de 5—10 cm.

III. *Zona dealurilor piemontane, podişurilor Mehedinţi, Tîrnavelor, Hîrtibaciului* şi a *depresiunilor mari intramontane* (Gheorgheni, Ciucului, Bîrsei), cu aluviuni al căror diametru este cuprins între 1 şi 5 cm şi cu valori ale coeficientului φ care se ridică pînă la +100. Albiile rîurilor tranzitorii (Cibin-Sibiu, Suceava-Iţcani, Buzău-Măgura etc.) se deformează deja uşor în plan şi în adîncime.

IV. *Zona podişurilor* Babadag, Sucevei şi *cîmpiilor* Transilvaniei, Someşului, Crişurilor, Mureşului, Timişului, Valea Siretului, nordul cîmpiilor

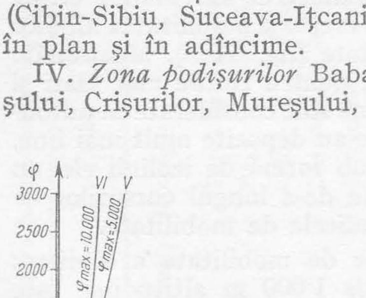


Fig. 52. Creşterea mobilităţii albiilor cu viteza apei f = $f(v)$ în cele şase zone stabilite de D. Urziceanu (256).

Găvanu-Burdea, Romanaţi şi Băileşti, se caracterizează prin albii deja mobile, cu valori ale coeficientului φ care ating $+300$ şi chiar $+400$, în condiţiile unor aluviuni cu diametrul mediu de 1—10 mm. Se observă deformarea frecventă a albiilor în adîncime şi în plan.

V. *Zona Cîmpiei Jijia-Bahlui şi a cîmpiilor de divagare* din cursul inferior al Siretului, nordul Cîmpiei Române şi din Cîmpia de Vest, de la Salonta la Timişoara şi din Podişul Bîrladului, au rîuri cu albii foarte variabile de la un an la altul, cu coeficienţi φ care ating valorile maxime de 2 000—3 000. Patul aluvionar al acestor rîuri este compus din nisip fin cu diametrul de 0,1—1,0 mm.

VI. *Zona bălţilor şi Deltei Dunării*, cu puternice acumulări, se distinge printr-o mobilitate deosebită a reţelei hidrografice, ceea ce se reflectă şi din coeficientul φ a cărui valoare atinge maxima pe teritoriul ţării — 1 000. În compoziţia albiei fluviului domină mîlurile. Transformările albiilor sînt atît de puternice, încît pentru asigurarea securităţii navigaţiei se fac dragaje permanente.

Relaţiile mobilităţii albiei cu viteza apei au, grafic, un caracter parabolic după cum se evidenţiază şi în fig. 52, întocmită de D. Urziceanu pentru cele şase zone de mobilitate. Într-adevăr, schimbările cele mai intense, uneori vizibile, se produc mai ales în timpul apelor mari, al viiturilor. De mobilitatea albiei rîurilor trebuie să se ţină seama în mod deosebit în cursul executării diferitelor amplasamente şi chiar în alegerea locurilor pentru posturile hidrometrice. Este necesar a se efectua încă studii de detaliu pentru rîurile autohtone, acordîndu-se o atenţie deosebită celor din regiunile de podiş şi de cîmpie.

CAPITOLUL IX

Caracteristicile hidrochimice ale rîurilor

TIPURI ŞI RAIOANE HIDROCHIMICE

Tipurile hidrochimice ale rîurilor au fost stabilite, pentru teritoriul ţării noastre, de V. Anghel şi I. Ujvári în anul 1957 (1, 2), cînd s-au conturat şi unităţile hidrochimice distincte ale României. Un material foarte bogat de analize chimice s-a acumulat însă în deceniul trecut, care în parte completează, în parte modifică concluziile trase cu ocazia primei raionări. Modificări mai substanţiale au fost făcute în cazul rîurilor din Podişul Transilvaniei unde şi condiţiile geochimice sînt mai variate.

Conform clasificării adoptate, rîurile din ţara noastră au fost grupate, în funcţie de dominarea anionilor, în *ape carbonatate* (HCO_3'), *sulfatate* (SO''_4) şi *clorurate* (Cl'), iar după gradul de mineralizare în grupe cu *mineralizare redusă* (sub 200 mg/l), cu *mineralizare mijlocie* (200—500 mg/l), cu *mineralizare ridicată* (500—1 000 mg/l) şi cu *mineralizare înaltă* — peste 1 000 mg/l. Pe baza acestor criterii au fost stabilite o serie de raioane hidrochimice, prezentate în fig. 53.

Raioanele rîurilor din clasa apelor bicarbonatate cuprind cea mai mare parte din teritoriul României (circa 73%):

Cu mineralizare redusă se disting sistemele fluviatile care îşi au originea în formaţiunile eruptive şi cristaline. Aşa sînt afluenţii din dreapta Vişeului, afluenţii din stînga Izei, din regiunea eruptivului (Mara în amonte de pătrunderea în regiunea saliferă de la Ocna Şugatag), Săpînţa, Turul superior, Lăpuşul, Someşul Mare superior, Mureşul şi Oltul superior, cursurile superioare ale Tîrnavelor, afluenţii din stînga Oltului mijlociu, Cibinul, Lotrul, Argeşul superior cu afluenţii săi, Olteţul, Jiul superior, Sebeşul superior, Streiul superior cu afluenţii montani, cursurile superioare ale Timişului, Cernei, Bîrzavei, Bistrei, Crişului Repede (Sebeş, Drăgan, Iad), Someşul Cald, Someşul Rece, Iara, Arieşul cu afluenţii săi din stînga. Din Moldova în această categorie intră Suceava, Moldova şi Bistriţa superioară.

Cu mineralizare mijlocie se distinge marea majoritate a rîurilor din regiunile de cîmpie, de dealuri, regiunile carstice şi rîurile din zonele flişului, unde nu apar apele sulfatate sau clorurate (fig. 53).

Cu mineralizare ridicată se disting raioanele apelor bicarbonatate din regiunile secetoase, lipsite de posibilităţi de clorurare sau sulfatare deosebită. Ele sînt răspîndite în sudul Cîmpiei Române, în Podişul Bîrladului, Piemontul Covurluiului, nordul Dobrogei şi în Cîmpia Transilvaniei. Probabil aceeaşi mineralizare se observă şi în Bărăganul de sud în cazul apelor superficiale sau în incinta teritoriilor semiendoreice polidepresionare.

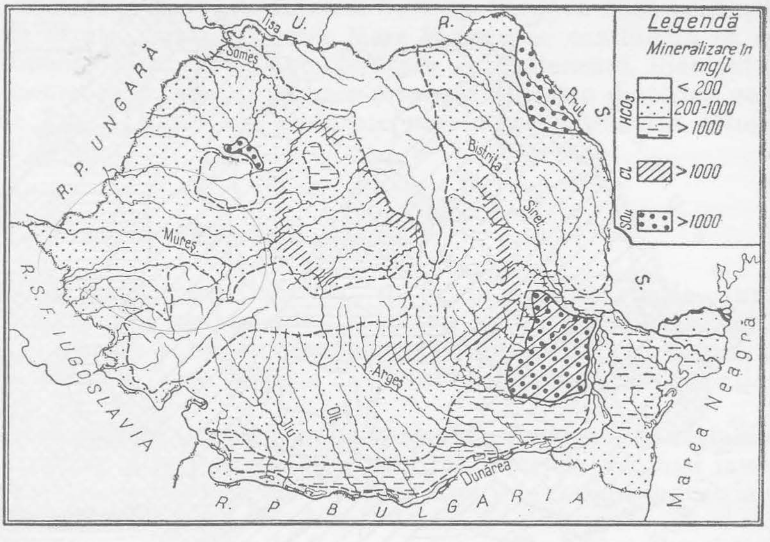


Fig. 53. Harta raionării hidrochimice a apelor din rîurile României (I. Ujvári).

Cu mineralizare înaltă se disting apele carbonatate din Cîmpia Transilvaniei, în cazul unor serii de rîuri locale, cum sînt: Fizeşul, Luduşul şi Comlodul (dintre cele cunoscute). Această caracteristică hidrochimică a apei este rezultatul climei relativ secetoase şi a rocilor puternic carbonatate (gresii, marne, argile bogate în substanţe calcaroase). Cationii din apa acestor rîuri sînt în mod dominant cei de Ca.

Raioanele rîurilor din clasa apelor sulfatate corespund cu aria răspîndirii rocilor gipsoase şi de salinizare continentală. Zonele cele mai clasice de apariţie a apelor sulfatate (gipsuri) se găsesc în Depresiunea Huedinului, bazinul Almaşului, Agrijului şi a Nadăşului, la vest de Cluj ; în fazele scurgerii minime ele apar şi în Cîmpia Jijia-Bahlui, unde se combină cu sulfatarea continentală, ca element zonal. Gradul lor de mineralizare în faza apelor mici este înalt, mai ales la locul lor de origine. Pe parcurs în lungul rîurilor mai mari (Jijia, Bahlui, Sitna, Başeu etc.), ele se pot dilua cu ape carbonatate, tipul hidrochimic transformîndu-se în mod corespunzător. Cationii dominanţi sînt cei de Mg şi Ca.

Raioanele apelor clorurate, cu dominarea cationilor de Na, sînt răspîndite în zonele diapirice unde apar izvoarele clorurate şi în zona sărăturilor continentale din Bărăganul central şi de nord, continuîndu-se şi spre Cîmpia Rîmnicului, pînă la cursul Putnei (inclusiv). În locul de origine apele au un grad înalt de mineralizare, dar prin diluţie este posibilă dominarea ionilor de Cl şi Na şi la mineralizări reduse (Someşul Mare, Someşul Mic, Mureşul inferior, Tîrnava Mică etc.).

În zonele diapirice, rîurile care sosesc şi au deobicei un caracter carbonatic cu mineralizări reduse, îşi schimbă brusc caracterul de mineralizare şi de compoziţie trecînd spre tipul apelor clorurate şi cu mineralizare înaltă. Astfel, unele dintre rîuri pot să ajungă la mineralizări foarte înalte

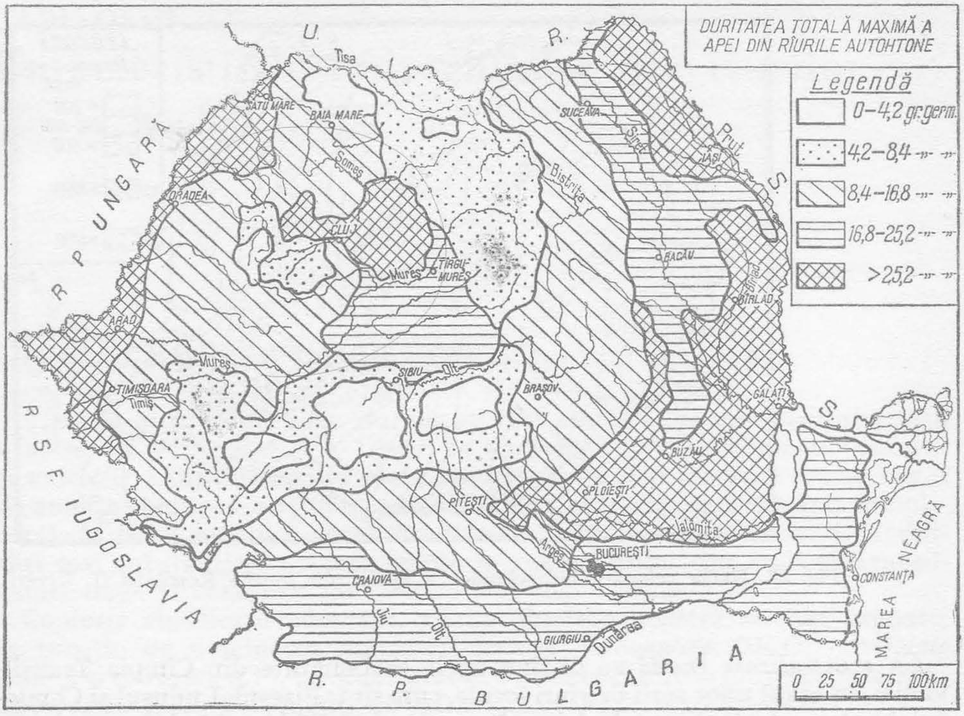


Fig. 54. Harta raionării durității medii, totale, a apelor din rîurile României (după V. Anghel, I. Ujvári).

cum sînt, de exemplu, Slănicul, afluent al Buzăului, care are o mineralizare de 6 000 mg/l, sau Rîmnicul Sărat cu 4 000 mg/l, Milcov cu 2 860 mg/l, Rîmna cu 5 900 mg/l, Putna cu 1 500 mg/l, Trotuș în aval de Tg. Ocna cu 2 168 mg/l, Tazlăul cu 1 655 mg/l, Teleajen cu 2 027 mg/l, Cricovul Sărat cu 7 360 mg/l, Prahova cu 1 345 mg/l, Ialomița la Băleni cu 1 459 mg/l, la Coșereni cu 1 484 mg/l, la Slobozia cu 1 390 mg/l, Sabar la Vidra cu 3 242 mg/l etc. la ape mici.

În Podișul Transilvaniei sînt afectate de zona diapirică Someșul Mare, în aval de Șieu, Șieul în aval de Sărățel și Someșul Mic, în aval de Apahida. Menționăm că atît Someșul Mic cît și Someșul Mare curg paralel cu zona diapirică, iar la marginea acesteia primesc direct alimentarea subterană sărată și o serie de mici afluenți cu ape clorurate. Alte rîuri mai mari, cum sînt Mureșul și Tîrnava Mică traversează perpendicular zona de ivire a sărurilor. Mureșul primește unele ape clorurate în zona de vărsare a Gurghiului (Solovăstru-Ideciu), dar apele devin clorurate numai în aval de Ocna Mureșului, unde pe lîngă faptul că albia atinge masivul de sare, Uzinele de produse sodice varsă cantități însemnate de apă clorurată în albia sa. Mineralizarea Mureșului în aval este ridicată, iar caracterul clorurat dispare abia după confluența Streiului, care aduce cantități mari de ape bicarbonatate. Cu toate acestea, în compoziția Mureșului se resimte gradul ridicat de clorură de natriu pînă la vărsare. Tîrnavele primesc ape clorurate din două

zone diapirice : din est şi din vest. În zona Sovatei, Tîrnava Mică primeşte izvoare puternic sărate, iar în Tîrnava Mare înainte de confluenţa sa se varsă un mic afluent : Vişa, tot cu ape clorurate, care drenează Piemontul Secaşului. De asemenea şi Arieşul inferior primeşte din zona diapirică vestică, în aval de Turda, unele ape clorurate prin afluenţii săi din stînga (Sărat, Valea Florilor etc.).

DURITATEA TOTALĂ A APEI DIN RÎURI

Ca un rezultat al concentraţiei sărurilor de calciu şi de magneziu, duritatea are o influenţă mare asupra calităţii apelor, asupra posibilităţii folosirii lor în scopuri casnice şi industriale. Ea este în funcţie directă de gradul de mineralizare a apelor, care depinde la rîndul său de condiţiile climatice şi litologice (fig. 54).

Apele cu *duritate scăzută* (sub 8,4 grade germane), frecvente în regiunile cu formaţiuni eruptive şi roci cristaline, constituie resursele cele mai favorabile pentru alimentarea localităţilor şi a unor tipuri de ramuri industriale exigente la calitatea apei.

Apele cu *duritate mijlocie* (8,4—16,8 grade germane) sînt caracteristice pentru rîurile cu ape carbonatate cu mineralizare medie.

Apele cu *duritate ridicată* (16,8—25,2 grade germane) se întîlnesc în rîurile cu ape carbonatate şi cu mineralizare ridicată şi înaltă.

Apele cu *duritate înaltă* (peste 25,2 grade germane) le au rîurile cu mineralizare înaltă din Cîmpia Transilvaniei, Bazinul Huedin, Cîmpia Moldovei etc., indiferent de natura ionilor dominanţi în compoziţia apelor (v. fig. 54).

INSTITUTUL PEDAGOGIC
DE 3 ANI CONSTANTA
BIBLIOTECA
Nr. Inventar 57562

CAPITOLUL X

Lacurile din România

Se poate afirma, că fiecare unitate fizico-geografică din ţara noastră adăposteşte lacuri tipice pentru condiţiile date, atît din punct de vedere genetic cît şi al bilanţului şi regimului hidrologic, al particularităţilor hidrofizice, hidrochimice şi hidrobiologice. Alături de lacurile naturale au fost create, în scopuri economice, lacuri artificiale, iazuri sau lacuri de retenţie cu profil utilitar specific.

Inventarierea lacurilor din ţara noastră a fost executată într-o primă fază de P. Gâştescu, care între anii 1958 şi 1959 a înregistrat un număr total de 3 450 de lacuri cu caracter permanent. Dintre acestea 2 300 (63%) au origine naturală, iar circa 1 150 (27%) antropică (situaţia din 1960).

Autorul a determinat şi suprafaţa lacustră totală a ţării, ajungînd la cifra de 2 620 km², care reprezintă 1,1% din suprafaţa totală a ţării. Numărul lor pe categorii de mărime este cuprins în tabelul 8.

TABELUL 8

Numărul lacurilor din România pe categorii de mărime în anul 1960 (după P. Gâştescu).

Suprafaţa lacului (km²)	Numărul lacurilor	% din total	Suprafaţa totală (km²)	% din total
sub 1,0	3 158	91,54	600	22,90
peste 1,0	292	8,46	2 020	77,10
1– 5	223	6,46	470	17,93
5–10	37	1,08	263	10,0
10–20	16	0,46	194	7,46
peste 20	16	0,46	1 093	41,71

Totodată amplele realizări hidrotehnice au dus la înfiinţarea unor lacuri mari de acumulare, ca de exemplu Izvorul Muntelui (29,5 km²), Vidraru (10 km²), Porţile de Fier (700 km²) etc., iar altele au fost asanate (Brateş, Greaca, Potelu, Călăraşi etc.).

UNITĂȚILE LIMNOLOGICE NATURALE

Simion Mehedinți a arătat încă din anul 1930 (vezi *Terra*) că studierea și clasificarea lacurilor trebuie făcută pe baza unor criterii complexe: „Lacul nu e numai temperatură, numai materie azotoasă, numai oxigen etc., ci , în același timp el are o formă, adîncime, culoare, compoziție fizică și biologică ... care, toate, se leagă împreună. Așadar, pentru a ne apropia de realitatea naturii, trebuie să încercăm a clasifica lacurile nu după un singur caracter, ci după un grup de caractere, adică după o formulă de convergență".

Aceste idei, deosebit de actuale și azi nu au putut fi însă materializate în trecut datorită lipsei unor studii multilaterale corespunzătoare. Nici în prezent nu dispunem de observații asupra tuturor lacurilor, însă avem elemente suficiente care să ne permită generalizarea și trecerea la asemenea încercări.

Dintre componenții cadrului natural, lacurile sînt elementele cele mai pasive, asupra cărora acționează o mulțime de factori, dar care au o influență mai redusă asupra mediului fizic, mai ales dacă au și dimensiuni mici. Ca atare, existența lor depinde în mare măsură de factorii hidrologici-hidrogeologici și climatici, care le determină particularitățile de bilanț și regimul hidrologic și prin acestea concentrația în săruri, intensitatea colmatării etc. Prin urmare dacă dorim să efectuăm o generalizare teritorială asupra lacurilor, atunci trebuie să luăm în considerare *bilanțul hidrologic elementar* al lacului, care nu depinde de suprafața bazinală a lacului, sprijinindu-ne pe *elemente zonale* ca: regimul termic și de îngheț, procese morfogenetice tipice unei unități naturale, intensitatea eroziunii în aria respectivă pentru oglindirea colmatării, particularitățile hidrogeochimice locale și zonale care determină hidrochimismul și în bună parte viața în lac. În cazul în care aceste elemente sînt bine studiate în schimbarea lor teritorială, atunci se pot face și prognoze cu privire la lacurile artificiale, care sînt în curs de înființare.

Pe baza acestor elemente, în cadrul zonei climatice temperate ale Europei, au fost identificate următoarele unități:

— *provincii limnologice* în regiuni inter- și extracarpatice avînd criteriu de bază bilanțul hidrologic elementar;

— *regiuni limnologice* determinate după geneza cuvetei lacustre și

— *raioane limnologice,* care se identifică pe baza unor particularități ca: intensitatea colmatării, caracteristica hidrochimică (mineralizare, anion dominant), tip de regim termic și transparență. Fiecare dintre categoriile respective sînt codificate și apar în formula raionului lacustru numai în cazul în care depășesc valorile normale, deci îi dă o notă specifică raionului respectiv.

Macroregiunea limnologică carpatică este o unitate intrazonală cu zonalitatea pe verticală a tuturor elementelor caracteristice lacurilor. În interiorul macroregiunii se disting toate categoriile taxonomice întîlnite în interiorul zonei, respectiv ale provinciei.

Tipizarea lacurilor se face după formula compusă din caracteristicile codificate (v. tabelul 9).

BILANȚUL HIDROLOGIC AL LACURILOR

Existența unor lacuri este condiționată de raportul care există între cantitatea de apă intrată și ieșită din cuveta lacustră într-o anumită unitate de timp. Fără să analizăm aspectele alimentării și ieșirii apei, putem stabili ordinea acelor elemente care pot să ducă sau nu la o schimbare teritorială zonală. Dintre elementele zonale amintim precipitațiile care cad direct la suprafața apei (X_0) și evaporația de la suprafața apei (E_0). Restul componenților bilanțului hidrologic depind de condiții azonale. De exemplu, scurgerea superficială depinde de scurgere (Y_0) și de suprafața bazinală (S), scurgerea subterană spre lac depinde de raportul dintre nivelul apei lacului și al apelor freatice, iar scurgerea superficială din lac depinde de întregul bilanț hidrologic al lacului. Ca indicator de bază al bilanțului hidrologic lacustru rămîne, deci, raportul dintre cele două elemente zonale $\left(\frac{E_0 \text{mm}}{X_0 \text{mm}} = K\right)$. După cum se dovedește, acest raport oglindește în bună parte zonalitatea umidității tipurilor de regiuni naturale:

U_0^* cu $K > 5$ — lacurile provinciilor aride

U_1 cu $K = 3-5$ — lacurile provinciilor semiaride

U_2 cu $K = 1{,}5-3$ — lacurile de stepă

U_3 cu $K = 1{,}0-1{,}5$ — lacurile provinciilor subumede

U_4 cu $K < 1{,}0$ — lacurile provinciilor (macroregiunilor) cu umiditate excedentară.

În țara noastră *macroregiunea carpatică* se distinge printr-o umiditate excedentară, care crește o dată cu altitudinea lacului. Precipitațiile, în funcție de factorii enunțați în capitolul III variază de la 600 mm la 1 600 mm, iarevaporația de la suprafața lacurilor scade cu altitudinea de la 600—800 mm sub 300 mm în zona alpină. Excedentul rezultat este de 100—1 300 mm/an.

Deficitul de apă din bilanțul hidrologic elementar al lacurilor crește de la provinciile cu umiditate variabilă spre cele cu umiditate deficitară, pînă la 400—500 mm/an. Cîteva exemple tipice privind bilanțul hidrologic al lacurilor pericarpatice sînt prezentate în fig. 56. Precizăm că deficitul de apă menționat se acoperă din scurgerea din bazin, din scurgerea subterană sau artificială. Astfel, ele seacă sau devin endoreice (fără excedent de apă). Exemple clasice în acest sens sînt lacurile din Bărăgan și în general lacurile de crov. Ele, ca și rîurile pot fi *permanente, semipermanente,* care seacă în anii secetoși (Ianca, Plopul, Tătaru, Plașcu, Chichinețu etc.) și *temporare,* cum sînt lacurile de crov, sau cele din regiunile carstice.

Menționăm, că pot exista lacuri semipermanente și chiar temporare și în regiunile cu umiditate excedentară, dacă există pierderi subterane deosebite. Astfel, sînt cunoscute numeroase lacuri glaciare care seacă datorită infiltrațiilor prin barajul morenic sau a fisurilor cuvetei lacustre; lacul

* U_0 — indicator de umiditate pentru caracterizarea bilanțului hidrologic zonal.

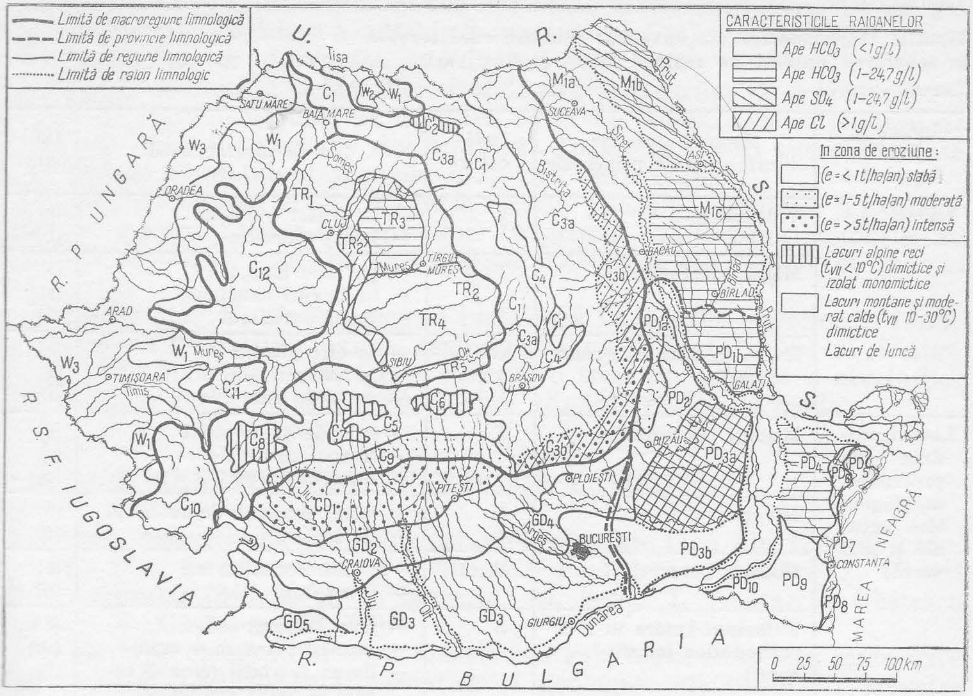


Fig. 55. Harta raionării lacustre a teritoriului României (v. p. 126, I. Ujvári).

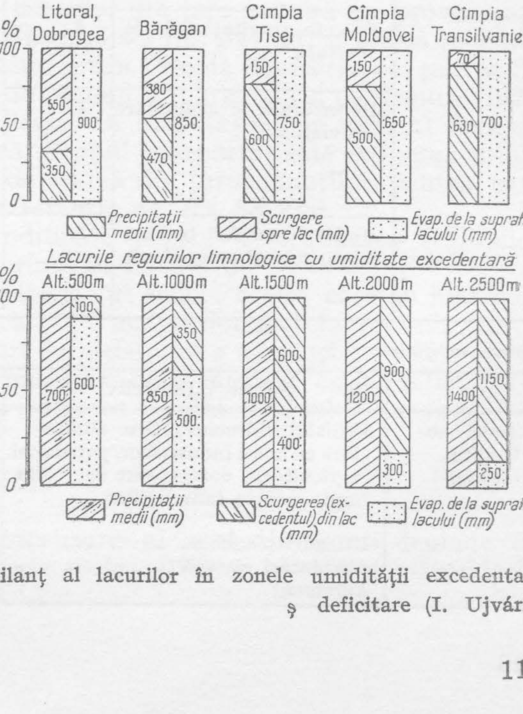


Fig. 56. Diagramele de bilanţ al lacurilor în zonele umidităţii excedentare ş deficitare (I. Ujvári).

TABELUL 9

Tipurile morfogenetice ale cuvetelor lacustre care servesc la separarea unității de regiune lacustră (I. Ujvári).

Lacuri naturale

Indicator de vîrstă morfogenetică	Factori, procese morfogenetice principale	Indicatori	Tip de morfogeneză	Indicator
Lacuri relicte	Vulcanism	V	— în crater vulcanic — baraj vulcanic	(c) (b)
	Mişcări tectonice	T	— pe falie mascată — în flexuri sinclinale — baraj anticlinal	(f) (s) (a)
	Exarația (glaciația) cuaternară	G	— în circ glaciar — pe praguri glaciare — de baraj morenic	(c) (p) (b)
Lacuri produse de procesele morfogenetice actuale şi mai vechi	Mişcări neotectonice	T	— subsidență-divagări — flexuri sinclinale — baraj anticlinal	(d) (s) (a)
	Nivație	N	— baraj morenic de avalanşă — de tasare	(a) (t)
	Eoliene	E	— vechi, consolidate — între dune	(c) (d)
	Sufoziune-tasare în roci carbonatice (clastocarst)	S	— crov (tasare) — mostişte (tasare + eroz) — liman fluviatil (eroz + tasare + baraj acumulativ)	(c) (m) (l)
	Carst salin	C	— dizolvare şi tasare — dizolvare şi prăbuşire în ocne	(d) (p)
	Carst în gips	C	— dizolvare — hidratație	(d) (h)
	Procese gravitaționale de versant	A	— alunecări şi bararea văii — între valuri de alunecare — surpări şi bararea văii	(a) (v) (s)
	De eroziune şi acumulare fluviatilă	F	— de albie — belciuge — luncă externă — acumulare deltaică — cîmpie de divagare	(a) (b) (e) (d) (c)
	Modelare marină litorală (abraziune şi acumulare)	L	— lagună deltaică — lagună de țărm acumulativ marin — liman fluvio-marin	(d) (a) (l)

Lacuri artificiale

	Scopul înființării :	Funcția lacului :	Indicii :
Lacuri antropice (azonale)	Utilizări hidroenergetice, alimentare cu apă a industriilor, populației, agriculturii, compensare de regim	Lacuri de acumulare (inclusiv iazurile)	Ac
	Lupta contra inundațiilor . . .	Retenții permanente sau temporare	Rt
	Utilizări piscicole	Eleşteie	Pc
	Alimentări cu apă	Benturi	bt
	Agrement	Lacuri de agrement	Ag

Sf. Ana își reduce dimensiunile tot din acest motiv (în ultimii 90 de ani s-a înregistrat o scădere a adîncimii maxime cu 5 m), deși bilanțul hidrologic elementar se dovedește excedentar.

Bilanțul hidrologic al lacurilor litorale sau al lacurilor de luncă poate fi dirijat de regimul natural de legătură cu aceste surse. Uneori lacurile de luncă sînt chiar inundate de rîul principal. În aceste cazuri avem de-a face cu lacuri al căror bilanț și regim hidrologic este azonal.

Diferențe esențiale se observă între regimul lacurilor endoreice și exoreice datorită naturii diferite a pierderilor. În primul caz domină pierderile cu maxime în iunie-august, iar în cel de-al doilea caz ele depind de funcția emisarului.

În general, nivelurile maxime se instalează în lacurile exoreice în lunile cu scurgerea fluviatilă maximă, regimul mulînd în parte pe cel al rîurilor, iar în cazul lacurilor endoreice se observă o treptată creștere a nivelurilor pînă în luna iunie, apoi o scădere spre sfîrșitul perioadei calde.

TIPURILE GENETICE ALE CUVETELOR LACUSTRE

Tipurile genetice ale cuvetelor lacustre, studiate încă din 1935 de către I. Lepși (89), au fost raionate în ultimele două decenii de către I. Ujvári și P. Gâștescu (245, 274), T. Morariu, Al. Savu, I. Pișota, P. Gâștescu (132) și P. Gâștescu (56, 60).

În lucrările elaborate autorii menționați subliniază diferența mare care există între condițiile morfogenetice și geologice ale cuvetelor lacustre din Carpați, unde densitatea redusă a lacurilor actuale se datorește mai ales unor procese intense de eroziune liniară și existenței unor regiuni joase cu energie mică de relief, în care domină procesele de tasare, eroziune în lunci, barări de depresiuni prin aluviuni etc.

În general, marea majoritate a lacurilor din țara noastră au proveniență exogenă. Un singur lac și anume Sf. Ana s-a instalat într-o formă reliefată endogenă (crater vulcanic), iar lacurile din Cîmpia Transilvaniei par să fie influențate în starea lor naturală de tectonica marginală și de domuri (192).

Un mare număr de lacuri artificiale au luat naștere în ultimul deceniu și numărul lor continuă să crească. Scopul îndepărtat este reținerea totală a apelor carpatice și a celor mai de seamă din jurul munților, pentru care va fi realizat un volum total de retenție de cca 53 km^3.

Tipurile genetice principale codificate pentru determinarea regiunilor lacustre din țara noastră sînt cuprinse în tabelul 9.

Menționăm că au fost considerate lacuri relicte acelea care au luat naștere prin procese morfogenetice care nu mai acționează în prezent, ca de exemplu glaciațiunea carpatică care în pleistocen a dat naștere minunatelor iezere, tăuri, lacuri glaciare. Se consideră, de asemenea, ca lac relict și cel de la Pețea, care a rămas după retragerea lacului Bazinului Panonic.

CARACTERISTICI HIDROCHIMICE

Concentrația și gradul de mineralizare al apei din lacuri depinde de ritmul de primenire al apei din ele și de calitatea apei care pătunde în cuveta lacustră.

După numărul dominant de ioni de carbonaţi, sulfaţi şi cloruri în apă, lacurile din ţara noastră pot fi grupate, în general, în felul următor (cu codificare):

HCO_3 = ape carbonatate (hidrocarbonatate);
SO_4 = ape sulfatate;
Cl = ape clorurate;

iar după gradul de mineralizare (cu codificare):

— = ape slab mineralizate (< 1 g/l);
m = ape cu mineralizare ridicată (între 1 – 24,7 g/l);
M = lacuri sărate (minerale) ($> 24,7$ g/l).

Repartiţia teritorială a lacurilor din ţara noastră după particularităţile hidrochimice, este strîns legată de caracteristica bilanţului hidrologic şi de condiţiile şi procesele hidrogeochimice ale apelor superficiale şi subterane. Astfel, Gh.M.Murgoci a observat, încă din primul deceniu al secolului nostru, strînsa dependenţă a genezei sărurilor din lacurile minerale din Bărăgan şi sărăturarea continentală, autohtonă, zonală, a solurilor şi a apelor freatice, specifice zonelor de stepă. Mai la nord, în Cîmpia Moldovei, în prezenţa argilelor gipsoase, sarmaţiene, apar apele freatice sulfatate, care imprimă şi lacurilor acelaşi caracter. Ele pot fi incluse, pe bună dreptate, în zona continentală a lacurilor sulfatate (după Maximovici). Această tendinţă se observă şi în Cîmpia Transilvaniei, dar acolo domină totuşi în compoziţie hidrocarbonaţii cu mineralizare în jur de 1—2 g/l. În partea vestică a Cîmpiei Române şi în Cîmpia de Vest umiditatea mai abundentă se reflectă şi în prezenţa lacurilor carbonatate cu mineralizarea în jur de 1 g/l.

P.Gâştescu a observat chiar o strînsă dependenţă a mineralizării lacurilor cu altitudinea în regiunile carpatice. Scăderea mineralizării cu altitudinea pînă la 20—50 mg/l în regiunile alpine inferioare, se datoreşte desigur creşterii umezirii şi prin aceasta levigării tot mai accentuate a mediului. Lacurile de munte aparţin tipului de mineralizare carbonatată-calcică.

Dintre lacurile cu mineralizare azonală amintim pe cele din aria diapirismului, care au luat naştere prin procese salino-carstice, şi pe cele situate în zona litorală a căror mineralizare se datoreşte influenţei Mării Negre (actual sau din trecut).

REGIMUL TERMIC ŞI DE ÎNGHEŢ AL LACURILOR

Zonal, cuvetele lacustre de pe teritoriul ţării noastre se încadrează, după clasificarea lui Hutchinson în categoria lacurilor dimictice. Elementul caracteristic este temperatura apei lacurilor care la suprafaţă depăşeşte de două ori temperatura densităţii maxime a apei: primăvara şi toamna. Cu alte cuvinte, în cadrul celor două anotimpuri, lacurile din ţara noastră se pot omogeniza termic de la suprafaţă pînă la cele mai mari adîncimi, temperatura menţinîndu-se de 4°C. Diferenţierea termică a lacurilor se produce mai ales în funcţie de gradul lor de încălzire în perioada caldă: se consideră ca lacuri dimictice reci cele din zona alpină, cu temperatura medie a lunii celei mai calde sub 10°C (la suprafaţa apei); se consideră ca dimic-

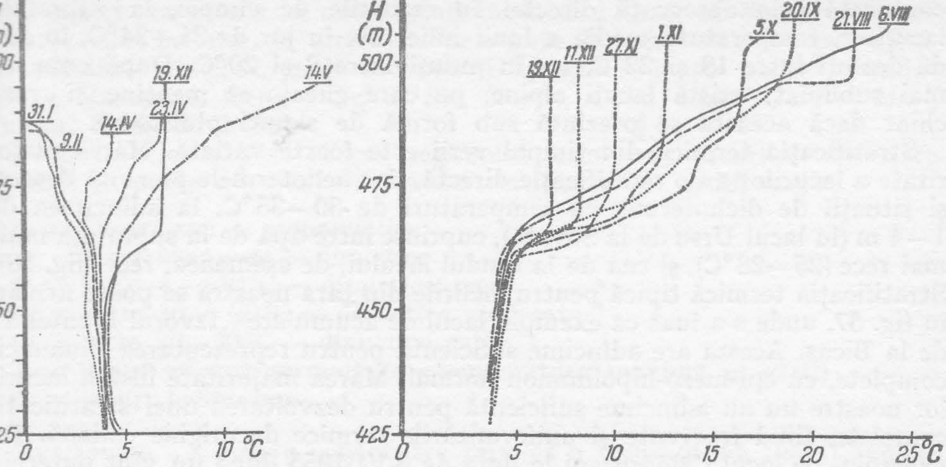


Fig. 57. Relații termice ale apei cu adîncimea lacurilor (lacul de acumulare Izvorul Muntelui) (după V. Ciaglic, 30).

tice moderate lacurile cu temperatura la suprafață, în luna cea mai caldă, între 10 și 20 °C (zona montană carpatică) și între 20 și 30 °C ca dimictice calde (regiunile de dealuri și de cîmpie).

La altitudinea lacurilor alpine am putea identifica și un lac cu caracter monomictic rece (tot timpul anului sub 4 °C) și anume lacul Podul Giurgiului, care în unii ani are gheață plutitoare la suprafață (și ca atare temperatura apei sub 4 °C) și în luna august (în 1952 și în alți ani, fără observații sistematice).

Iarna pe toate lacurile din România se formează pod de gheață, excepție făcînd poate lacul Pețea, alimentat din abundență de izvoare calde. Durata însă a podului de gheață și dimensiunile lui sînt foarte variabile. Pe lacurile regiunilor înalte ale Carpaților podul de gheață are durata maximă de 8—9 luni (din octombrie sau noiembrie pînă în mai-iunie), iar grosimea lui atinge 70—80 cm pe sectoarele neacoperite cu pătură de zăpadă mai groasă. Extremitatea opusă se observă pe Lacul Razelm, respectiv pe complexele sudice, unde durata medie a stratului de gheață este în jur de 1—2 luni, iar grosimea medie de 15—25 cm.

În timpul iernii o răspîndire generală o are stratificația termică inversă, care are temperaturi de 1,5—3,5 °C la fundul lacurilor și de 0 °C sub podul de gheață (v. fig. 57).

Încălzirea de primăvară a apei lacurilor începe în februarie-martie pentru lacurile situate pe litoral, în martie pentru cele din regiunile de dealuri și de cîmpie și între aprilie—iulie pentru cuvetele lacustre din Carpați, bineînțeles în funcție de altitudine. Homotermia se produce în decurs de cîteva zile de la dispariția gheții.

Încălzirea maximă din perioada caldă se produce în iulie și august, cu întîrziere spre altitudinile mari. Există o strînsă legătură între temperatura apei de la suprafața lacurilor și temperatura aerului, exceptînd abaterile temporare ale lacurilor helioterme și ale acelora cu alimentare cu apă caldă alohtonă.

Zonalitatea termică altitudinală a temperaturii apei lacurilor este bine conturată prin observații directe. În regiunile de cîmpie, la suprafața lacurilor, temperatura medie a lunii iulie este în jur de 21—24 °C, în cele de dealuri între 18 și 22 °C, iar în munți între 8 și 20 °C. După cum s-a mai subliniat, există lacuri alpine, pe care gheața se menține și vara chiar dacă aceasta se prezintă sub formă de sloiuri plutitoare.

Stratificația termică din timpul verii este foarte variată. Marea majoritate a lacurilor au o stratificație directă, dar heliotermele prezintă deseori și situații de dichotermie cu temperaturi de 30—35 °C, la adîncimea de 1—4 m (în lacul Ursu de la Sovata), cuprinse între apa de la suprafață mult mai rece (25—28 °C), și cea de la fundul lacului, de asemenea, rece (fig. 58). Stratificația termică tipică pentru lacurile din țara noastră se poate urmări în fig. 57, unde s-a luat ca exemplu lacul de acumulare „Izvorul Muntelui" de la Bicaz. Acesta are adîncime suficientă pentru reprezentarea dinamicii complete, cu epi-mezo-hipolimnion normal. Marea majoritate însă a lacurilor noastre nu au adîncime suficientă pentru dezvoltarea unei stratificații complete, fiind frecvente și uniformizările termice de origine eoliană. De exemplu, pe lacul Căldărușani la data de 6.VI.1955 după un vînt puternic s-a înregistrat temperatura de 23,2 °C pînă la adîncimea de 3,5 m. În lacurile alpine, după observațiile lui I. Mălăcea și I. Pișota, la fundul cuvetei lacustre se observă temperaturi pozitive pînă la 7—8°, (105, 182), în timp ce la suprafață valorile maxime abia ating 14—16 °C.

Temperatura maximă diurnă a lacurilor este în funcție de un număr mare de factori, dintre care pe lîngă radiația solară și schimbul termic aer-apă, un rol important îi revine și influenței încălzirii directe a fundului lacustru în cazul lacurilor puțin adînci. Lacurile din Dobrogea se încălzesc la 30—33 °C, cele din regiunile de dealuri și de cîmpie între 28 și 35 °C, iar cele de munte între 14 și 25 °C. În lacul Ursu-Sovata temperatura de heliotermie este în scădere, probabil din cauza utilizării intense pentru băi prin care stratul superficial îndulcit se amestecă cu masa de apă din adîncime, care are o concentrație de 210 g/l și prin care dispare „efectul de seră" care a dus la încălziri de 46 °C în 1901 (Kalecsinsky), la 61 °C în 1902 (Rigler), 51 °C în 1910 (Rozsa), etc. După amenajările speciale făcute în stațiunea Sovata temperaturile maxime au scăzut sub 40 °C (I. Maxim în 1928 :32 °C ; I. Pișota în 1955 : 33 °C ; I. Panait în 1967 :38 °C etc.).

Stratificația termică și a salinității apei din lacul Ursu, existentă în

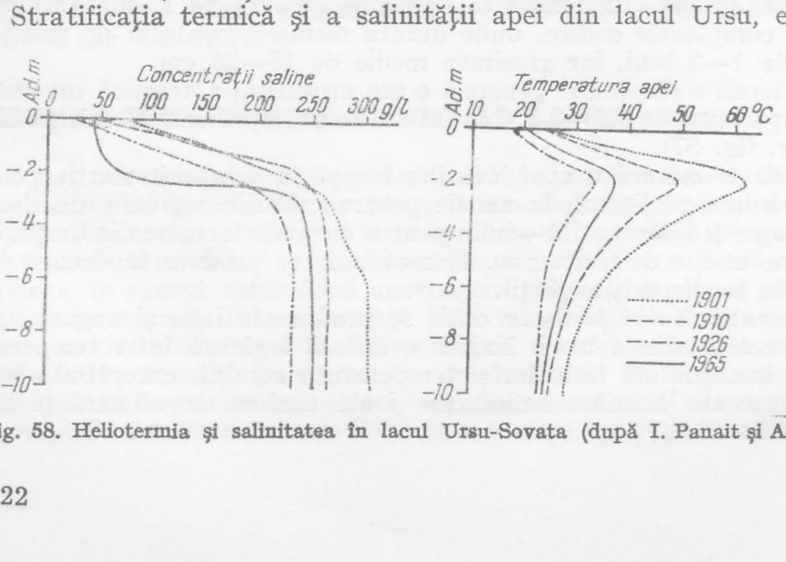


Fig. 58. Heliotermia și salinitatea în lacul Ursu-Sovata (după I. Panait și A. Bobeica, 164).

timpul fenomenului de heliotermie poate fi urmărită în fig. 58. Pe baza experienţei acumulate în urma studiului lacului Ursu, M. Sturza propune crearea unor heliotermii artificiale pe o serie de lacuri de ocnă prăbuşită, cu salinitate ridicată, unde fenomenul lipseşte sau este slab dezvoltat (Ocna Mureşului, Ocna Dejului, Sic, Turda, Ocna Sibiu, Ocnele Mari, Telega, Slănic-Prahova).

Pe baza celor expuse asupra regimului termic al lacurilor din ţara noastră se poate accepta următoarea clasificare (cu codificare):

t_0 = *Lacuri reci* — monomictice
Lacuri temperate — dimictice
t_1 = între 4 — 10 °C — dimictice reci
t_2 = între 10 — 20 °C — dimictice moderate
t_3 = între 20—30 °C — dimictice calde
T = lacuri cu apă termală (n=temperatura maximă în gr·C)
t_H = lacuri helioterme

Menţionăm că pentru clasificarea termică a lacurilor s-a folosit temperatura medie a suprafeţei apei în luna iulie.

DINAMICA APELOR DIN LACURI

Formarea valurilor eoliene, pe lacurile din ţara noastră, este condiţionată de viteza vîntului şi de relief.

Astfel, viteza vînturilor care în Podişul Transilvaniei este cea mai redusă, în jur de 15—25 m/s, creşte spre regiunile periferice ale Carpaţilor atingînd 22—34,8 m/s în Subcarpaţi, 18—34,8 m/s în Cîmpia de Vest şi 34,8 m/s în Podişul Moldovei, Cîmpia Română şi Dobrogea. Vînturile cu intensitate şi frecvenţă maximă se observă în Delta Dunării şi în zona litorală. În regiunea muntoasă viteza vîntului este mare atingînd pe vîrful Omul 34,8 m/s.

Valurile eoliene au în general dimensiuni foarte mici, sub 0,8 m înălţime, valurile cele mai înalte formîndu-se pe lacurile mari, situate în cîmpie sau pe litoral. Pe lacul Razelm înălţimea maximă a valurilor atinge 1,2 m, (în timpul furtunilor duc la agitarea chiar a zonelor de sedimentare), iar pe lacurile din Cîmpia Română în jur de 50—80 cm, fiind supuse abraziunii mai ales malurile lor vestice şi sudice, ceea ce ne indică efectul dominant al vînturilor nordice şi estice. De asemenea, în zona de litoral, tot din această cauză, sînt atacate de către valurile mării cordoanale litorale ale complexului Razelm. Acest fapt periclitînd bilanţul salinităţii din lac are efecte negative asupra faunei piscicole.

În regiunea deluroasă şi muntoasă valurile ating înălţimi mult mai mici (30—50 cm pe lacurile glaciare), datorită reliefului înconjurător.

Cercetările întreprinse pentru studierea *curenţilor* au dovedit că în afara unor curenţi de importanţă secundară (curenţi de scurgere în cazul lacurilor cu emisari), nu poate fi vorba de curenţi permanenţi. Viteza maximă a unor curenţi, instabili ca direcţie, a fost observată de I. Ujvári (1956) pe lacul Căldăruşani, ea atingînd 0,15 m/s la un vînt cu o viteză de 4—5m/s. Curentul a fost observat numai în stratul superior, de circa 1 m, iar o dată cu încetarea vîntului, spre seară, acesta a dispărut.

Seichele, acele mişcări de pendulare a maselor de apă din depresiunile lacustre, nu au format obiectul unor studii speciale. În afara lacului Razelm unde, după părerea noastră, ar exista, pentru restul lacurilor, deşi s-au observat unele mişcări de acest gen, ele au o importanţă şi o durată redusă.

CULOAREA ŞI TRANSPARENŢA APEI DIN LACURI

Însuşirile fizice ale apei lacurilor din ţara noastră — respectiv culoarea şi transparenţa — nu sînt deocamdată bine studiate. Există determinări de transparenţă, cu ajutorul discului Secchi, pentru lacurile din lunca Dunării, din Cîmpia Română, pentru lacurile artificiale şi cele alpine. Culoarea apei nu a fost încă stabilită în mod obiectiv, cu ajutorul instrumentelor.

Este cunoscut faptul că lacurile de luncă au transparenţa cea mai redusă şi planctonul cel mai bogat. După trecerea perioadelor de viituri sau după vînturi, transparenţa lor scade sub 0,5 m, iar culoarea variază între cea galbenă şi negricioasă (ultima este tipică pentru Deltă).

Lacurile din Cîmpia Română au o transparenţă mai ridicată. Astfel, în lacul Căldăruşani discul Secchi a fost observat pînă la 1,5—2,5 m, iar culoarea limanurilor fluviatile cu ape dulci (Snagov, Căldăruşani, Bălteni etc.) este albastru-verzuie din cauza fitoplanctonul bogat. Lacurile sărate au culoarea verzuie-gălbuie.

Pentru lacurile situate în regiunea muntoasă (alpine, Sf.Ana etc.) culoarea apei variază între albastru închis şi gri, iar transparenţa este mare (în jur de 8 m şi mai mult) datorită lipsei aluviunilor în suspensie şi planctonului mai sărac.

S-a constatat că transparenţa apei lacurilor prezintă o variaţie periodică, atingînd maxima în timpul dezgheţului, deoarece sub podul de gheaţă continuă sedimentarea lentă a aluviunilor. În Deltă, de exemplu, sînt cunoscute de localnici „apele negre", cînd în timpul dezgheţului apa este cea mai transparentă şi „apele albe" (de fapt galbene), care apar în timpul viiturilor pe Dunăre.

Raportul dintre transparenţă şi adîncimea lacului rămîne în general sub valoarea 1,0 (σ/H), atingînd maxima în cazul lacurilor alpine (0,6—1,0), în Cîmpia Română în jur de 0,5, iar în cazul lacurilor de luncă în jur de 0,3—0,5.

Clasificînd valorile transparenţei apei, se pot determina următoarele valori caracteristice pentru perioada caldă a anului:

$\sigma_1 = < 2$ m—transparenţă redusă (lacuri eutrofe);

$\sigma_2 = 2—10$ m—transparenţă moderată (lacuri eutrofe-oligotrofe; tranzit)

$\sigma_3 = > 10$ m—transparenţă ridicată (lacuri oligotrofe).

COLMATAREA LACURILOR ŞI SEDIMENTELE LACUSTRE

Procesele din lacuri determină o permanentă transformare a cuvetei lacustre cu tendinţa spre dispariţie. La aceasta contribuie colmatarea lacurilor cu sedimente de origine fluviatilă (aluviuni), de origine autohtonă (abraziune, praf căzut la suprafaţa lacului, materiale organice).

Dintre factorii care contribuie cu o intensitate deosebită la colmatarea lacurilor mai mici, situate în regiunile de dealuri, piemonturi şi cîmpie, amintim aluviunile fluviatile. Pătrunderea acestora în lacuri este în raport direct cu transportul solid, eroziunea specifică fluviatilă din aria lacurilor. Din acest motiv lacurile se clasifică după mediul de colmatare în care se află în (codificare):

— = < 1 t/ha/an colmatare lentă;

e = 1—5 t/ha/an pericol de colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor;

E = > 5 t/ha/an colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor.

Desigur, colmatarea cea mai lentă a lacurilor se produce în cuprinsul regiunilor de munte, unde predomină rocile rezistente la eroziune. În acest sens amintim lacurile alpine, a căror vîrstă depăşeşte 10 000 de ani şi în care grosimea sedimentelor încă nu este deosebit de mare. La extremitate opusă se află lacurile din regiunile subcarpatice şi din Podişul Moldovei, unde multe cuvete lacustre de dimensiuni mici au fost colmatate uneori după o singură viitură.

Sedimentele organice se depun în perioade îndelungate şi contribuie la formarea nămolului organic, cunoscut ca sapropel. În cazul lacurilor din Cîmpia Română, lunca şi Delta Dunării un fenomen destul de frecvent este invadarea lacurilor din direcţia ţărmului cu vegetaţie palustră, cu insule vegetale plutitoare, „cociocuri" sau „plaur", desprinse tot de lîngă ţărm (Căldăruşani, Ciocăneşti, Cernica etc.).

Nămolul sapropelic se formează în lacurile din estul Cîmpiei Române, de pe litoralul Mării Negre, în lacurile generate de ocnele de sare prăbuşite etc., din microflora şi microfauna depuse în prezenţa unor bacterii sulfuroase şi a sărurilor minerale. Sînt *renumite nămolurile sapropelice negre şi cafenii din limanurile fluvio-marine şi fluviatile* (Amara-Slobozia, Fundata, Balta Albă, Cîineni, Mitreni în Cîmpia Română şi Techirghiol şi Duingi pe litoral). În *lacurile de tasare* din Bărăganul central şi de nord domină nămolurile cu resturi vegetale, cu conţinut bogat în săruri minerale, ca sulfaţii de Na, Ca, Fe, Mg, fosfaţii de Al, Ca, Na, sulfurile de Na, Ca, Fe, clorura de natriu şi hidrogenul sulfurat. Grosimea nămolului utilizabil terapeutic variază între 20—50 m^3 în lacurile Sărat—Brăila, Movila, Miresii, Ianca, Tătaru, Colţea, Plaşcu, Chichineţu şi Viişoara (56). *Nămolul din lacurile de ocnă prăbuşită se evidenţiază* printr-un conţinut mineral bogat şi organic sărac. Nămolurile sapropelice şi minerale din ţara noastră sînt renumite pentru efectul lor terapeutic deosebit.

RAIONAREA LIMNOLOGICĂ

Separarea unităţilor taxonomice de raionare limnologică rezultată din clasificarea elementelor amintite poate fi urmărită în fig. 55 şi în tabelul de sinteză. Aceste materiale vor înlocui descrierea unităţilor limnologice, care în parte se face în cadrul descrierii regionale.

TABELUL 10

Raionarea limnologică a teritoriului României

	Simboluri cu variante posibile pe teritoriu		
	Varianta nr. 1	Varianta nr. 2	Varianta nr. 3
(C) *Macroregiunea limnologică carpatică* (umiditate excedentară, regim hidrologic cu zonalitate altitudinală, condiții actuale nefavorabile formării lacurilor naturale; frecvența mare a lacurilor de acumulare).			
Regiuni și raioane limnologice			
1. Regiunea cristalină și eruptivă din Carpații Orientali, cu frecvență redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{Aa,\ As,\ V}{t_2;\ \sigma_2}$		
2. Regiunea lacurilor alpine din Munții Rodnei	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb}{t_1;\ \sigma_4}$		
3. Regiunea lacurilor de vale și de alunecare din flișul și molasa neogenă din Carpații Orientali			
a. raionul lacurilor cu mineralizare redusă și colmatare moderată din flișul paleogen-cretacic;	$U_4-HCO_3\frac{As,\ Av}{t_2;\ \sigma_2}$		
b. raionul lacurilor subcarpatice sărate (diapir) și colmatare puternică. Zonă balneară.	$U_4-MCl\frac{C^s_p,\ C^s_d}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem, mCl	
4 Regiunea lacurilor din centrul depresiunilor Giurgeu, Ciucuri, Trei-Scaune-Brașov	$U_4-HCO_3\frac{Ec,\ Fc,\ Fb}{t_2;\ \sigma_2}$		
5. Regiunea cristalinului Carpaților Meridionali, cu frecvență redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{Ac,\ C^c_d}{t_2;\ \sigma_2}$		
6. Regiunea lacurilor de origine glaciară (relicte) din Masivul Făgăraș	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb,\ N}{t_1;\ \sigma_3}$	Idem t_0?	
7. Regiunea lacurilor glaciare (relicte) din Munții Parîng, Lotru, Sebeș, Șurianu	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb,\ N}{t_1;\ \sigma_3}$		
8. Regiunea lacurilor glaciare (relicte) din Munții Retezat, Godeanu, Țarcu.	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb,\ N}{t_1;\ \sigma_3}$		

9. Regiunea lacurilor din Subcarpații Meridionali	$U_4-HCO_3\frac{Av}{e;\ t_2;\ -}$;	$U_4-SO_4\ \frac{Av,\ C_d^s}{e;\ t_3}$;	$U_4-MCl\frac{C_p^s,\ C_d^s,\ Av}{t_2;\ t_3;\ t_H}$
10. Regiunea Munților Banatului, cu frecvență redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{C_d^c,\ C_s^c,\ Nt}{t_2;\ \sigma_3}$		
11. Regiunea Munților Poiana Ruscăi, cu frecvență redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{As,\ C_s^c,\ C_d^c}{t_2;\ \sigma_2}$		
12. Regiunea lacurilor din Munții Apuseni	$U_4-HCO_3\frac{As,\ C_s^c,\ C_d^c}{t_2;\ \sigma_2}$		
(TR) *Provincia limnologică transilvană*			
(Umiditate variabilă spre cea deficitară, condiții favorabile de alunecare, surpare de vale, tectonice și acumulări)			
1. Regiunea dealurilor nordice și de bordură, cu frecvență rară a lacurilor	$U_3-HCO_3\frac{Fa,\ Av}{t_3;\ \sigma_1}$		
2. Regiunea brîului diapiric cu lacuri salino-carstice, de ocnă prăbușită, de alunecare	$U_3-MCL\frac{C_d^s,\ C_p^s,\ Av}{t_3;\ t_H;\ \sigma_1}$	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ C_d^s,\ C_p^s}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem, $mHCO_3$
3. Regiunea lacurilor din Cîmpia Transilvaniei, predispuse tectonic și zăgăzuite	$U_3-mHCO_3\frac{Ts,\ Ta,\ Pc,\ Av}{t_3;\ \sigma_1}$		
4. Regiunea iazurilor și lacurilor de alunecare din Podișul Tîrnavelor	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ Pc}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem, σ_2	
5. Regiunea lacurilor fluviatile (divagare) din Depresiunile Făgăraș-Sibiu	$U_3-HCO_3\frac{Fb,\ Fc,\ Av}{t_2;\ \sigma_1}$		
(W) *Provincia limnologică vestică*			
(Umiditate deficitară, variabilă, excedentară în succesiune spre munți, iarna nivele ridicate în lacuri, domină lacurile de origine fluviatilă)			
1. Regiunea dealurilor vestice și din Depresiunea Maramureș cu frecvență redusă a lacurilor	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ Pc}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem, σ_2	

CONTINUAREA TABELULUI

	Simboluri cu variante posibile pe teritoriu		
	Varianta nr. 1	Varianta nr. 2	Varianta nr. 3
2. Regiunea lacurilor de ocnă din Depresiunea Maramureş	$U_3-MCL\frac{C^s_p,\ C^s_d}{t_2;\ \sigma_1}$	Idem mCl şi HCO_3	
3. Regiunea lacurilor de eroziune şi acumulare fluviatilă şi a lacurilor eoliene din Cîmpia Vestică	$U_3-HCO_3\frac{Fa,\ b,\ c,\ e,\ Tf,\ Ec,\ d,\ Pc}{t_3;\ t_T;\ \sigma_1}$		
(GD) *Provincia limnologică geto-danubiană* (umiditate deficitară şi variabilă, lacuri în formaţiuni piemontane şi a cîmpiei interne; în general lacuri dulci)			
1. Regiunea Piemontului Getic, cu condiţii nefavorabile genezei lacurilor de vale. Dintre acumulări se cunosc „benturile".	$U_3-HCO_3\frac{Sc,\ Av}{t_2;\ -}$	Idem t_3	
2. Regiunea iazurilor cîmpiei piemontane getice	$U_3-HCO_3\frac{Pc,\ Fb,\ Sc}{t_3;\ \sigma_1}$		
3. Regiunea cîmpiei interne, cu lacuri de tasare şi tasare-eroziune	$U_3-HCO_3\frac{Sc,\ Sm,\ Sl}{t_3;\ \sigma_2}$	$U_2-mHCO_3\frac{Sc,\ Sm,\ Sl}{t_3;\ \sigma_1}$	
4. Regiunea cîmpiei de divagare, cu lacuri fluviatile şi tasare.	$U_3-HCO_3\frac{Fb,\ Fc,\ Sc}{t_3;\ \sigma_2}$	$U_2-mHCO_3\frac{Fb,\ Fc,\ Sc}{t_3;\ \sigma_1}$	
5. Regiunea lacurilor eoliene din Cîmpia Băileştilor	$U_2-HCO_3\frac{Ed}{t_3;\ \sigma_2}$		
(PD) *Provincia limnologică ponto-danubiană* (Umiditate deficitară, raioane cu apă sărate)			
1. Regiunea Piemontului Rîmnicului şi Covurluiului cu condiţii nefavorabile formării lacurilor de vale	$U_3-HCO_3\frac{Sc,\ Pc}{t_3;\ -}$		
2. Regiunea lacurilor din cîmpia piemontană (divagare) a Rîmnicului, cu lacuri de eroziune şi de tasare	$U_2-HCO_3\frac{Fc,\ Fb,\ Sc}{t_3;\ -}$		
3. Regiunea lacurilor din Bărăgan		$U_2-MCl\frac{Sl,\ Sc,\ Sm}{t_3;\ \sigma_1}$	$U_2-mSO_4\frac{Sl,\ Sc,\ Sm}{t_3;\ \sigma_2}$
a. Raionul nordic, cu lacuri sărate	$U_2-mCl\frac{Sl,\ Sc,\ Sm}{t_3;\ \sigma_2}$		
b. Raionul sudic cu lacuri dulci	$U_2-mHCO_3\frac{Sm,\ Sl,\ Sc}{t_3;\ \sigma_1}$		

4. Regiunea Dobrogei de nord, cu condiții nefavorabile formării lacurilor.	U_2-mHCO_3 — — —		
5. Regiunea lacurilor deltaice din dreptul Dobrogei de Nord (lagunare)			
a. Raionul nordic, cu lacuri dulci și îndulcite	$U_2-HCO_3\frac{Fd, Ld}{t_3;\ \sigma_2}$		
b. Raionul sudic, cu lacuri sărate	$U_2-mCl\frac{Ld}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem MCl și σ_1	
6. Regiunea limanurilor relicte (fluvio-marine) din estul Razelmului (sărate sau îndulcite)	$U_2-HCO_3\frac{Ll}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem mCl și MCl	
7. Regiunea complexului limanic fluvio-marin îndulcit din nordul Constanței și a lagunei carstice Siutghiol	$U_2-HCO_3\frac{Ll,\ La}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem mCl	
8. Regiunea limanurilor fluvio-marine din dreptul Dobrogei de Sud	$U_2-mCl\frac{Ll,\ La}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem MCl	
9. Regiunea Dobrogei de Sud, cu lacuri de tasare și carstice	$U_2-HCO_3\frac{C_d^c,\ Sc}{t_3;\ -}$		
10. Regiunea limanurilor fluviatile din Dobrogea de Sud	$U_2-HCO_3\frac{Fl}{t_3;\ \sigma_2}$		
(M) *Provincia limnologică moldavă* (Umiditate variabilă și deficitară; prezența zonei cu ape sulfatate)			
1. Regiunea iazurilor și lacurilor de alunecare din Moldova			
a. Raionul lacurilor hidrocarbonatate din Podișul Sucevei	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ Aa,\ Pc}{t_2;\ \sigma_2}$		
b. Raionul lacurilor sulfatice din Cîmpia Moldovei	$U_2-SO_4\frac{Av,\ Aa,\ Pc}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem, mSO_4	Idem HCO_3
c. Raionul lacurilor hidrocarbonatate cu mineralizare ridicată din Podișul Bîrladului	$U_2-mHCO_3\frac{Av,\ Aa,\ Pc}{t_3;\ \sigma_2}$		
Lacurile de luncă (azonale)			
Lacuri de luncă în cîmpii (sub 200 m alt. — în bună parte asanate)	$U_x-HCO_3\frac{Fa,\ b,\ e,\ d}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem $mHCO_3$	
Lacuri de luncă în regiunile de dealuri (200—750 m — idem)	$U_x-HCO_3\frac{Fa,\ b,\ e,}{t_2;\ \sigma_1}$	Idem t_3	
Lacuri de luncă în munți (peste 750 m).	$U_4-HCO_3\frac{Fb,\ Fe}{t_2;\ \sigma_1}$	Idem t_1	

CAPITOLUL XI

Mlaştinile din România

CLASIFICARE, PARTICULARITĂŢI HIDROLOGICE

După condiţiile de alimentare cu apă şi după componenţa vegetaţiei în România se deosebesc: *tinoavele,* ca mlaştini de munte oligotrofe, *mlaştinile eutrofe,* răspîndite în medii mai călduroase cu bogate materiale nutritive şi *bahnele* ca forme de tranzit, spre tinoave (191).

Tinoavele, ca formaţiuni mlăştinoase oligotrofe, se întîlnesc deobicei pe interfluviile cu pantă mică sau în depresiuni intramontane cu altitudini cuprinse între 1 000 şi 1 600 m, care corespund etajului superior al fagului şi celui inferior al molidului. Vegetaţia predominantă o constituie muşchiul *Sphagnum,* cunoscut în popor sub denumirea de bungeac sau molhaş. El se dezvoltă în condiţii de umiditate bogată şi climă rece, cu temperatura medie anuală în jur de 4 — 6°C. Masa vegetală şi turba rezultată are formă suspendată, bombată, cu acumulări locale de apă în microdepresiunile mlaştinii. Conturul mlaştinii variază în faza vie deoarece sphagnetul, în condiţii de umiditate locală, (apariţia izvoarelor, apelor freatice abundente) evoluează extinzîndu-se spre periferie. În fig. 59 este reprezentată aria de răspîndire a mlaştinilor oligotrofe din ţara noastră după inventarierea făcută de E.Pop.

Mlaştinile eutrofe provin în majoritatea lor din lacuri invadate de vegetaţie de baltă, colmatate prin aluviuni şi mîluri. Ele sînt răspîndite în luncile rîurilor, în depresiunile cîmpiilor aluviale, în locurile de apariţie a apelor subterane bogate. Bahnele din jurul tinoavelor reprezintă forme de tranziţie spre mlaştinile eutrofe.

Regimul hidrologic al mlaştinilor din ţara noastră nu a fost încă studiat. Se cunosc numai o serie de particularităţi deduse mai mult prin analogie.

Cantitatea de apă din masa vegetală a mlaştinii reprezintă 87—97% în raport cu masa turbei. Partea predominantă a acestor rezerve o reprezintă apele osmotice, de absorbţie, apele legate chimic şi apa capilară. Apa care participă în schimbul hidrologic activ se găseşte în golurile capilare mari şi în golurile turbei; altă parte a apei se află în albiile mici ale pîraielor care străbat mlaştina, în micile lacuri şi unele straturi acvifere freatice din interiorul turbei. Masa mlaştinilor reprezintă un mediu foarte variat în privinţa circulaţiei apei în interiorul lor. Astfel, în cazul mlaştinilor de turbă apa circulă mai liber în stratul superior al masei vegetale, decît în turba formată. Astfel, în timp ce în stratul superior coeficientul de infil-

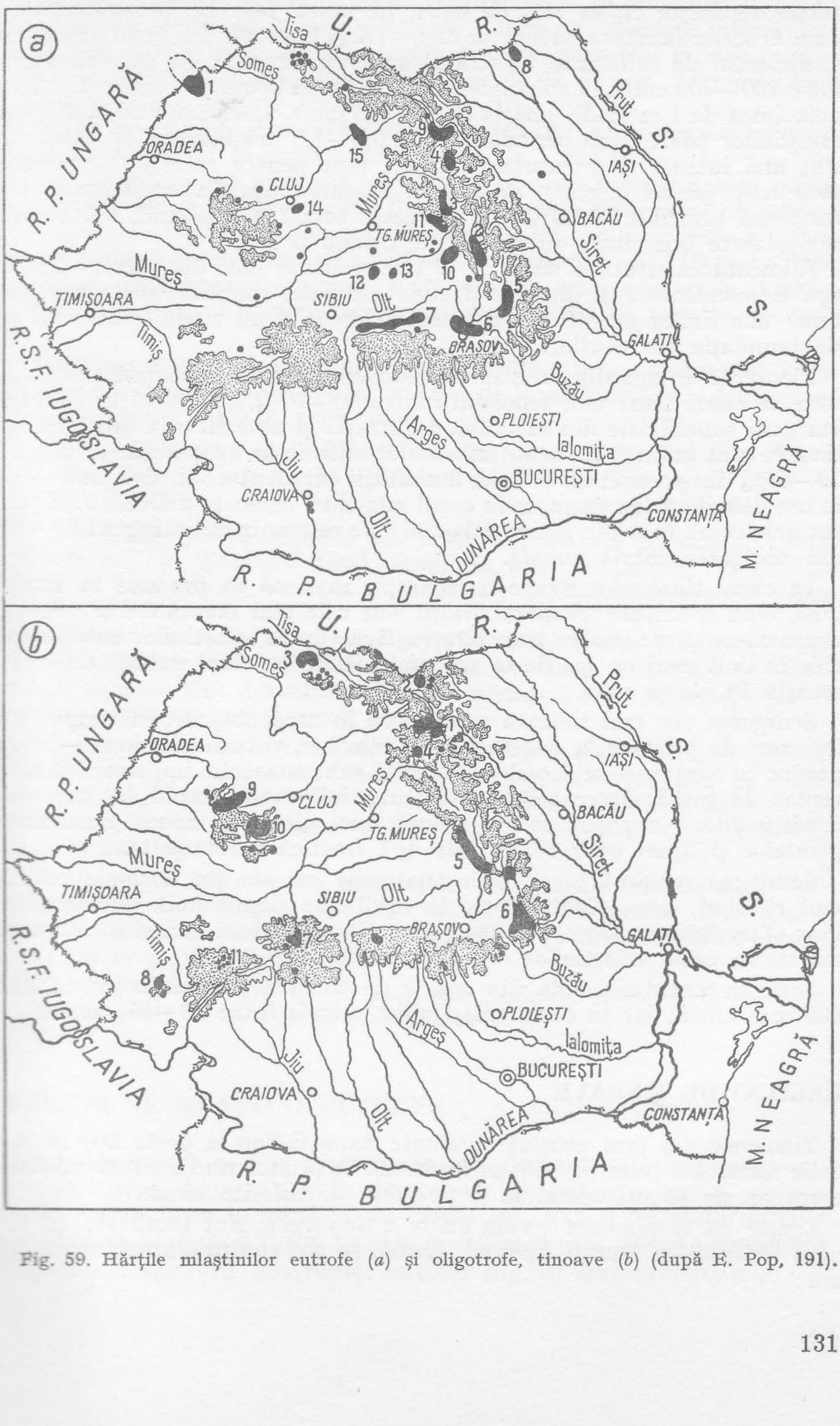


Fig. 59. Hărțile mlaștinilor eutrofe (*a*) și oligotrofe, tinoave (*b*) (după E. Pop, 191).

trație depășește cîțiva zeci de cm/s, în masa tasată, la adîncimea de 1 m, el scade la cîteva sutimi de mm/s (K.E.Ivanov). În cazul tinoavelor, coeficientul de infiltrație în stratul superior acoperit de mușchi variază între 100—400 cm/s, la adîncimea de 20—30 cm între 0,5—5,0 cm/s, iar la adîncimea de 1 m scade pînă la 0,05—0,08 cm/s. Deci umiditatea din masa mlaștinilor poate varia periodic pînă la 0,8—1,0 m adîncime. În acest strat sînt mai intense și procesele biologice, fapt pentru care a fost denumit *strat activ*, iar cel inferior *strat inert*. Mișcarea apei în acest strat inert formează numai 0,1—1,0% din scurgerea totală a mlaștinii, reprezentînd o deplasare orizontală anuală de maximum 6 m.

Alimentarea stratului superior al tinoavelor se face din precipitații, din apă de condensare și din ape deluvial-eluviale, suprafreatice. În alimentarea mlaștinilor eutrofe un rol preponderent îl au apele freatice și cele de inundație ale rîurilor.

Pierderile de apă din mlaștini se datoresc, mai ales, evapo-transpirației, care în cazul tinoavelor reprezintă circa 30—70%, iar restul se datorește scurgerii superficiale din mlaștini. Infiltrația și alimentarea subterană din tinoave sînt infime. În cazul mlaștinilor eutrofe la evaporație se consumă 70—85% din precipitații în zona umidității excedentare și pînă la 90—95% în cea deficitară (de exemplu în cazul mlaștinei desecate a Ecedei). Scurgerea subterană însă din aceste mlaștini este relativ mare, atingînd 35—50% din scurgerea totală anuală.

În cazul tinoavelor evapo-transpirația maximă se produce în iunie și iulie, cînd condițiile evaporabilității sînt cele mai favorabile și vegetația consumă puternic pentru transpirație. Evaporația mlaștinilor eutrofe coincide în linii mari cu cea de la suprafața lacurilor, dacă sursele de apă se mențin în ele și vara.

Scurgerea cea mai ridicată se observă în mod obișnuit în timpul apelor mari de primăvară, dar maximele pluviale, viiturile din iunie—iulie se produc cu o intensitate deosebită datorită subasmentului impermeabil reprezentat de turbă. Între viituri însă mlaștinile seacă rapid la suprafață, condiționînd o scurgere foarte redusă, mai ales, din cauza transpirației plantelor și lipsei unor rezerve de apă freatică permanente.

Scurgerea maximă lunară din mlaștinile eutrofe (în analogie cu regimul rîurilor), apare în luna martie-aprilie în depresiunile intramontane Ciuc, Trei Scaune, Dornei, Gheorgheni, Borsec, Bîrsei etc. și în februarie-martie în cazul mlaștinilor din Cîmpia de Vest.

Scurgerea medie anuală din zonele de tinoave variază în jur de 200—400 mm anual, iar în cazul mlaștinilor eutrofe între 20—15 mm/an.

REGIUNI DE TINOAVE

Tinoavele din țara noastră, evaluate după E.Pop la peste 200 în regiunile muntoase (vezi fig. 59), se formează în primul rînd pe roci silicioase, eruptive, pe șisturi cristaline și pe gresii de diferite vîrste.

Zonele cu răspîndirea cea ma imare a tinoavelor sînt localizate în Carpații Orientali și Munții Apuseni. Astfel, se pot contura următoarele regiuni :

1. *Bazinul Dornei* — unde se găsesc aproximativ 23 de tinoave dezvoltate pe șisturi cristaline, gresii, pietriș de terasă etc. Ele sînt instalate în domeniul molidului la o altitudine care variază între 800 și 950 m. Cea mai mare dintre tinoavele Dornei este cea de la Poiana Stampei-Căsoi, care cuprinde o suprafață mlăștinoasă de circa 400 ha.

2. *Regiunile Lucina—Fundul Moldovei* cuprind cîteva tinoave mai mărunte din nordul Moldovei la o altitudine medie de 1 200 m.

3. *Regiunea blocului andezitic al Oașului și Maramureșului* este presărată cu peste 20 de tinoave (mlăci) dintre care unele sînt destul de întinse. Cîteva dintre ele s-au format în cratere stinse, la altitudini de 900—1 200 m. La vest de Vișeu unele tinoave se găsesc la altitudini de 1 000—1 450 m.

4. În *Munții Călimani* — tinoavele acoperă cîteva tăpșane înalte (1 500—1 700 m) ; se observă numeroase treceri spre stadiul de mlaștină eutrofă rece.

5. *Regiunea Harghita* se distinge prin cele mai întinse tinoave din Transilvania, cum sînt Mogoș (Tușnad) și Lucs de lîngă Sîncrăieni. Altitudinea lor variază între 1 000 și 1 400 m.

6. *Regiunea Șandru-Mare—Munții Buzăului* se distinge prin dezvoltarea tinoavelor pe gresii eocene, la altitudini de 850 m (Bisoca) și 1 600 m (Penteleu — Siriu).

În Munții Apuseni se întîlnesc mai mult de jumătate din numărul total al tinoavelor din România fiind denumite aici ,,molhașuri". Suprafața lor însă nu este atît de mare ca în cazul celor întîlnite în Carpații Orientali.

7. *Regiunea izvoarelor și cursului superior al Someșului Cald* este presărată pînă la sud de comuna Călățele cu tinoave la o altitudine de 900—1 300 m. Acestea sînt dezvoltate în zona inferioară a molidului pe șisturi cristaline, argile eocene și gresii permiene.

8. *Regiunea de izvor a Someșului Rece,* inclusiv Muntele Mare, Dobrin, cuprinde un număr mare de ,,molhașuri", răspîndite mai ales pe blocul granitic Gilău. Ele se dezvoltă la altitudini mari cuprinse între 1 350 și 1 700 m. Cîteva se întîlnesc și în valea Arieșului, la vest de Sălciua de Jos (1 240 m).

9. În *Carpații Meridionali* suprafețele ocupate de tinoave sînt mult mai reduse. Se pot întîlni însă mici formațiuni în Munții Bucegi și în *regiunea superioară a bazinului Sebeș* (dezvoltate în luncile largi ale Sebeșului, Sălanelor și Văii Frumoasa).

10. În *Carpații Occidentali,* în *Regiunea platoului Semenic* la înălțimea de 1 350 — 1 440 m se găsesc șase tinoave.

REGIUNI DE MLAȘTINI EUTROFE

Mlaștinile eutrofe se alimentează din ape de infiltrație bogate în substanțe nutritive, formîndu-se în depresiuni preexistente. Astfel, ele sînt azonale, formîndu-se în condiții de climă, sol, roci și vegetație diferite. Ele evoluează pînă cînd turba pe care se sedimentează umple depresiunea.

Regiunile răspîndirii mlaștinilor eutrofe (fig.59) sînt următoarele :

1. *Bazinul Crasnei* — la nord-vest de Carei (Cîmpia Ecedului), reprezenta cea mai întinsă regiune de mlaştini eutrofe din România, asanată însă la sfîrşitul secolului trecut.

2. *Bazinul Ciucurilor* este regiunea celor mai extinse ,,mlaştini vii", ocupînd cea mai mare parte din fundul depresiunii dintre Harghita şi Munţii Ciucului pe ambele maluri ale Oltului.

3. *Bazinul Gheorgheni* se aseamănă mult cu bazinul Ciucurilor. Mlaştinile se înşiră pe lunca largă a Mureşului.

4. *Bazinul Depresiunii Trei Scaune* cuprinde de la Breţcu pînă la cotul Oltului o serie de mlaştini eutrofe, mai ales, în lunca largă de pe malul stîng al Văii Negre. (cu peste 360 de ochiuri de apă la Reci).

5. În *Depresiunea Bîrsei*, în luncile largi, ferite de inundaţii, alimentate mai ales din ape freatice, lîngă Stupini, Bod, Feldioara, Hărman, Prejmer s-au instalat ,,rogozuri" întinse.

6. *Lunca Oltului făgărăşan.* Tot din cauza apariţiei la suprafaţă a apelor freatice a luat naştere una dintre mlaştinile eutrofe cele mai mari în lunca şi terasa din stînga Oltului dintre Şercaia şi Mîndra. Ele reapar la Avrig.

În general, mlaştinile eutrofe sînt importante din punctul de vedere al studierii regimului hidrologic al rîurilor avînd în vedere că ne indică locurile cu cele mai bogate iviri la suprafaţă a apelor freatice. Condiţiile lor dinamice sînt diferite, din care cauză regimul hidrologic al fiecăruia trebuie studiat separat. Ele reprezintă surse de turbă exploatabile în unele cazuri, în funcţie de vîrsta şi condiţiile lor de instalare.

CAPITOLUL XII

Unităţile hidrologice naturale din România

Considerăm că separarea unităţilor naturale hidrologice (adică raionarea, regionarea hidrologică) are menirea să contureze teritoriile cu anumite legi hidrologice comune. La separarea lor trebuie clarificate în primul rînd conţinutul şi subordonarea unităţilor taxonomice identificate, deci va trebui efectuate clasificările elementelor care definesc unitatea teritorială.

În raionarea prezentă am luat în considerare o serie de elemente, care definesc dinamica răspîndirii teritoriale a unităţilor tratate. Între altele a fost nevoie de clarificarea precisă a influenţei climatice, a rolului reliefului Carpaţilor, care în zona climatică temperată a Europei Centrale şi de est, prin efectul de compartimentare duce la individualizarea unor provincii distincte ale cîmpiilor şi podişurilor. Carpaţii, ca atare, sînt consideraţi ca nişte macroregiuni azonale, intrazonale, cu zonalitate verticală, interioară a fenomenelor. Ca atare, versantele lor dinspre anumite provincii formează arii de influenţă climatică asupra fenomenelor hidrologice. Ariile, desigur au limite mult mai variabile decît provinciile, care sînt închistate în rama reliefului montan. Aceste teritorii, unităţi, sînt oglindite foarte fidel de bilanţul hidrologic, iar în interiorul lor se conturează şi alte legi cu privire la formarea regimului hidrologic care au legătură cauzală (de ex. instabilitatea iernilor în vestul ţării+abundenţa mai mare a scurgerii tot în aceleaşi provincii şi arii de versante). La stabilirea subordonării unităţilor taxonomice s-a ţinut cont de singeneza fenomenelor din provincii şi arii, cu alte cuvinte unităţile taxonomice devin echivalente după formula următoare:

Podiş + cîmpie →	zonă →	provincie →	regiune →	raion
	⇅	⇅		
Carpaţii	macroregiune →	arie →	regiune →	raion

CLASIFICAREA UNITĂŢILOR DUPĂ ELEMENTELE CARACTERISTICE

Provinciile şi ariile hidrologice sînt identificate pe baza criteriilor majore date de:

a. tipul de bilanţ hidrologic dominant;
b. tipul de regim hidrologic dominant, codificat prin ponderea scurgerii medii de iarnă (% din scurgerea medie anuală).

Criteriile de separare:

TABELUL 11

Tipurile de bilanţ hidrologic

Unităţi taxonomice	Condiţii de valabilitate	Indice	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)
Ariile Carpaţilor	Versanţi cu expoziţie spre vest	α_1	700–1 600	200–1 400	200–500
	Versanţi cu expoziţie spre est	α_2	600–1 000	100–650	300–500
	Versanţi cu expoziţie spre nord şi sud (Carpaţii Meridionali)	α_3	650–1 400	200–1 100	200–500
Provinciile pericarpatice	Umiditate variabilă (stepă-păduri foioase) în Prov. climatică central-europeană	β_1	550–800	25–200	525–600
	Umiditate variabilă şi deficitară (stepă-păduri foioase) în Prov. climatică est-europeană	β_2	450–700	20–150	430–550
	Umiditate deficitară (stepă) în Prov. climatică est-europeană	β_3	350–550	5–25	325–525

TABELUL 12

Tip de regim hidrologic (% scurgerea medie de iarnă)

Caracteristica scurgerii medii de iarnă	Indice	Valori caracteristice
Scăzută, în regiunile înalte (alpine inf.)	I_1	<10%
Corespunzătoare valorilor zonale	I_2	10–20%
Scurgere ridicată (infl. oceanică moderată, topiri frecvente)	I_3	20–30%
Scurgere bogată (infl. oceanică accentuată iarna, inversiuni termice frecvente)	I_4	>30%

Confruntîndu-se criteriile de bilanţ şi de regim hidrologic, s-au putut contura principalele arii carpatice şi provincii pericarpatice hidrologice, după cum urmează:

TABELUL 13

Cod	Arii şi provincii hidrologice	Indice	Influenţa dinspre provinciile climatice
COM	Aria carpatică orientală (moldavă)	$I_2\alpha_2$	Est Eur.+nord Eur*.
COT	Aria carpatică transilvană	$I_{2,3}\alpha_1$	Eur.centr.
CM	Aria carpatică meridională	$I_{1,2,3}\ \alpha_{1,2}$	Eur. centr. + sud+est
CV	Aria carpatică occidentală (vestică)	$I_{3,4}\alpha_1$	Eur. centr.+sud
Tr	Provincia transilvană	$I_3\beta_1$	Eur. centr.
W	Provincia vestică (panonică)	$I_4\beta_1$	Eur. centr.+sud
GD	Provincia geto-danubiană	$I_3\beta_2$	Eur. centr.+sud+est
PD	Provincia ponto-danubiană	$I_3\beta_3$	Eur. est+sud+premaritimă
MD	Provincia moldavă	$I_2\beta_2$	Eur. est+centr.

* Europa

Regiunile din cadrul provinciilor și ariilor hidrologice sînt determinate pe baza *specificului de alimentare* a rîurilor și a *raportului ce există între scurgerea medie de vară și de iarnă* (codificare, după dominare: *vi* respectiv *iv*).

Indicii de alimentare superficială și subterană sînt cuprinși în tabelele 14 și 15.

TABELUL 14

Normele de clasificare a tipurilor de alimentare a rîurilor (I. Ujvári).

Pentru alimentarea superficială

Denumirea tipului	$Z_s \% = \dfrac{\text{alim. din zăpezi}}{\text{scurgerea superf.}}$	Indice
Nival (nivo-glaciar)	>80	Z
Nival moderat	60—80	Zp
Nivo-pluvial (tip mixt)	50—60	zp
Pluvio-nival (tip mixt)	40—50	pz
Pluvial moderat	20—40	Pz
Pluvial	<20	P

TABELUL 15

Pentru alimentarea subterană

Denumirea tipului	$K_s \% = \dfrac{\text{alim. din ape subt.}}{\text{scurgerea med. anuală}}$	Indice
Cu alimentare subterană slabă	<15	X — fără indice
Cu alimentare subterană moderată	15—35	X — s
Cu alimentare subterană bogată	35—50	X — S
Cu alimentare subterană f. bogată	50—80	s — X
Cu alimentare subterană exclusivă	>80	S — X

Raioanele din regiuni sînt separate pe bază de criterii topice (caracterul lor se modifică după efectul de eroziune a apelor și hidrochimismul local). Acestea sînt: *scurgerea solidă specifică* și *particularitățile hidrochimice* (grad de mineralizare și clasă după ionii dominanți).

E = eroziune specifică ridicată (peste 5 t/ha/an)

e = eroziune specifică moderată (1—5 t/ha/an)

Lipsa indicelui = eroziune specifică (sub 1 t/ha/an)

Determinarea tipului hidrochimic se face la ape mici, cînd domină alimentarea subterană:

M = mineralizarea ridicată (peste 1 g/l)

m = mineralizare scăzută (sub 1 g/l)

HCO_3 = ape carbonatate

SO_4 = ape sulfatate

Cl = ape clorurate

Caracteristica unui raion se poate exprima sub forma unei formule de sinteză, în care elementele apar codificat. De ex. raionul 2 c din Carpații Orientali, versantul moldav:

$$I_2\alpha_2 \frac{\text{pz} - \text{s} - \text{vi}}{\text{MCl} - \text{E}}$$

În cazurile de aplicații concrete pe teritorii restrînse elementele codificate pot fi înlocuite cu cifre concrete sau pot fi lărgite și cu altele

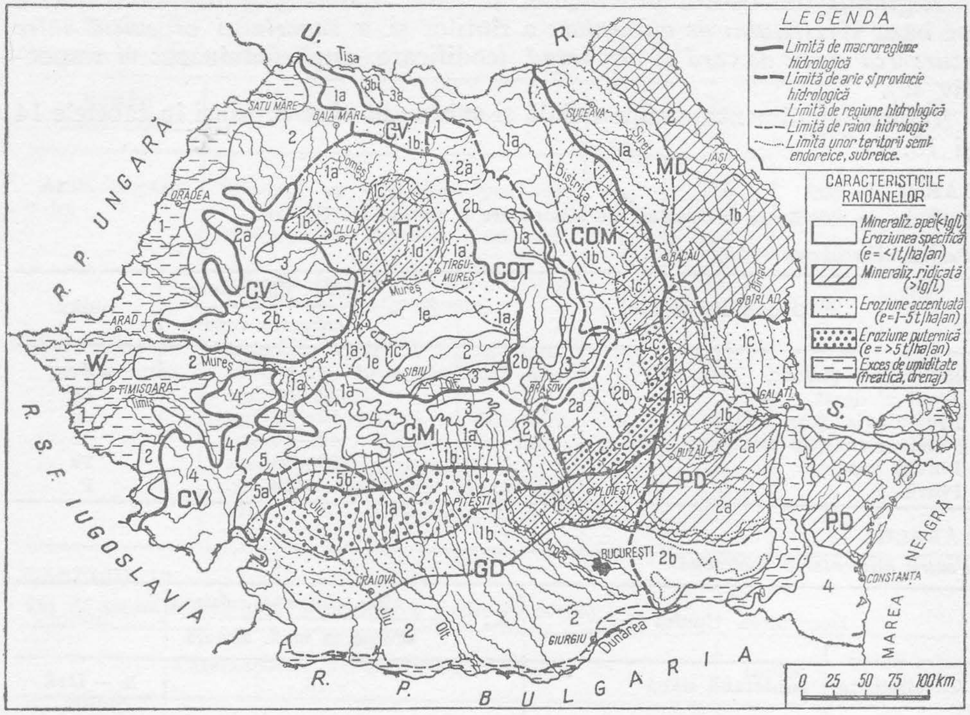


Fig. 60. Harta raionării hidrologice a României (I. Ujvári).

Legenda raionării hidrologice (Fig. 60)

MACROREGIUNEA CARPATICĂ (C)

Aria hidrologică carpatică orientală moldavă (COM)

1. Regiunea nordică (Pz—s; vi) cu raioanele
   1 a. ($mHCO_3$)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
   1 c. ($mHCO_3$, Cl—e)

2. Regiunea Cotului Carpatic (pz—s; vi) cu raioanele
   2 a. ($mHCO_3$)
   2 b. ($mHCO_3$—e)
   2 c. (MCl—E şi $mHCO_3$—E)

Aria hidrologică carpatică orientală transilvană (COT)

1. Regiunea nivală înaltă din Munţii Rodnei (zp—s şi Zp—s; vi)
   1. ($mHCO_3$)

2. Regiunea Bîrgaie — Harghita (pz—s; iv) cu raioanele
   2 a. ($mHCO_3$—e)
   2 b. ($mHCO_3$)

3. Regiunea depresiunilor intramontane Olt-Mureş superior (pz—s şi S; vi)
   3. ($mHCO_3$)

Aria hidrologică carpatică meridională (CM)

1. Regiunea carpatică subnivală meridională (pz—s; vi) cu raioanele
   1 a. ($mHCO_3$)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
2. Regiunea nivală înaltă din Bucegi (Zp—s; zp—s; vi; $mHCO_3$)
3. Regiunea nivală înaltă din M. Făgăraş Idem
4. Regiunea nivală înaltă din M. Paring Idem
5. Regiunea nivală înaltă din M. Retezat Idem

Aria hidrologică carpatică vestică (CV)

1. Regiunea carpatică nordică
   1 a. ($mHCO_3$)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
2. Regiunea Munţilor Apuseni (pz—s; iv) cu raioanele
   2 a. ($mHCO_3$)
   2 b ($mHCO_3$—e)
3. Regiunea Ierii (Pz—s; vi) ($mHCO_3$)
4. Regiunea Munţilor Banatului (pz—s; iv) ($mHCO_3$)
5. Regiunea Motru-Vîlcan (pz—s; iv) cu raioanele
   5 a. ($mHCO_3$) şi 5 b. ($mHCO_3$—e)

PROVINCIILE PERI ŞI INTERCARPATICE (PC)

Provincia hidrologică a Podişului Transilvaniei (Tr)

1. Regiunea nordică, centrală şi mărginimea (pz—s; iv) cu raioanele
   1 a. ($mHCO_3$—e)
   1 b. (MSO_4—e)
   1 c. (MCl—e; MCl; $mHCO_3$)
   1 d. ($MHCO_3$—e; MSO_4—e)
   1 e. ($mHCO_3$; MCl; mCl)
2. Regiunea hidrologică a Podişului Hîrtibaciului (Pz—s; vi)($mHCO_3$)
3. Regiunea hidrologică a Depresiunii Făgăraş (Pz—S; vi)($mHCO_3$)
4. Regiunea hidrologică a Depresiunii Haţeg (Pz—s; iv)($mHCO_3$)

Provincia hidrologică a cîmpiei şi dealurilor vestice (W)

1. Regiunea hidrologică a Cîmpiei vestice (zp—s; Zp—s; iv)($mHCO_3$)
2. Regiunea hidrologică a dealurilor vestice (pz—s; iv)($mHCO_3$)
3. Regiunea hidrologică a Depresiunii Maramureş (Pz—s; iv)
   3 a. ($mHCO_3$ şi $mHCO_3$—e)
   3 b. (mCl; MCl—e şi $mHCO_3$)

Provincia hidrologică geto-danubiană (GD)

1. Regiunea hidrologică piemontană getică, (Pz—s; pz—s; iv)
   1 a. ($mHCO_3$—E)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
   1 c. ($mHCO_3$—e; MCl—e)
2. Regiunea hidrologică a cîmpiei interne (sudice) (zp—s; Zp—s; iv)
   2 ($mHCO_3$)

Provincia hidrologică ponto-danubiană (PD)

1. Regiunea hidrologică sudmoldavă (pz—s; iv), cu raioanele
   1 a. (MCl—E; $mHCO_3$—e)
   1 b (MCl; MSO_4; $mHCO_3$)
   1 c. ($mHCO_3$—e; $MHCO_3$—e)

2. Regiunea hidrologică a Bărăganelor (zp—s; pz—s; S)

1 a. (MSO_4; MCl, $MHCO_3$)

1 b. ($MHCO_3$; $mHCO_3$)

3. Regiunea hidrologică a Dobrogei de nord (Pz—s; vi)($MHCO_3$)

4. Regiunea hidrologică a Dobrogei de sud (S—pz; vi) ($mHCO_3$)

Provincia hidrologică moldavă (MD)

1. Regiunea hidrologică a Podişului Suceava-Bîrlad (Pz—s; vi)

1 a. ($mHCO_3$—e)

1 b. ($MHCO_3$—e)

2. Regiunea hidrologică a Cîmpiei Moldovei (pz—s; vi)(MSO_4; $mHCO_3$)

CAPITOLUL XIII

Caracteristicile generale ale hidroeconomiei și gospodăririi apelor din România

Economia apelor, ca ramură aplicativă a geografiei, este creația zilelor noastre cînd resursele de apă sînt utilizate tot mai intens și cu tot mai mult discernămînt în economie. Ea poate îndeplini rolul unei științe de limită între științele economico-geografice (studii de necesități), fizico-geografice (studii de resurse) și inginerești (soluții de gospodărire a apelor). Ca atare ea se ocupă cu studiul repartiției teritoriale a necesităților și disponibilului de apă și stabilește, prin cercetări speciale, *profiluri hidroeconomice teritoriale* corespunzătoare resurselor naturale și economice.

Profilurile hidroeconomice se stabilesc legic pe teritoriu în funcție de ramurile hidroeconomice dominante, cum sînt: *utilizarea apelor* și *hidroameliorațiile* Ele se diferențiază pe teritoriu și se modifică în timp după evoluția cerințelor social-economice și a resurselor naturale ale peisajului. Prin aceasta, profilul hidroeconomic devine o entitate teritorială specifică, respectiv *o categorie geografică* importantă, cu diferențieri teritoriale în timp și cu un ritm de dezvoltare caracteristic. În acest sens putem da numeroase exemple. Astfel, deși gradul general de utilizare a apelor pe țară, în 1970, variază în jur de 27%, acesta a ajuns în bazinul Argeșului la 92%, iar în cel al Ialomiței la 84%. Este evidentă, în ambele situații, influența pozitivă a obiectivelor industriale din Subcarpați și București asupra ritmului de creștere a folosințelor precum și asupra agriculturii tot mai intensive din Cîmpia Română.

Profilul hidroeconomic al unui teritoriu se caracterizează prin dominarea unor ramuri de utilizare a apelor și a unor lucrări ameliorative. În fig. 62 s-a dat o schițare, cu oarecare aproximație, a unităților hidroeconomice principale din țara noastră în faza actuală, la nivelul unităților taxonomice de *arie* și *regiune* hidroeconomică. Ea va putea fi adîncită prin expresii concrete de unități de ameliorare, de utilizare (raion, incintă etc.).

Între ramurile de utilizare și de ameliorații sînt generalizabile teritorial *acumulările (Ac)*, *hidroenergia (He)*, *irigațiile (Ir)*, *alimentările cu apă (Al)*, *apărarea contra inundațiilor* și *desecarea excesului de apă (Ds)*, măsurile *contraerozionale (Er)* și unele variante ale acestora specifice pentru *luncile rîurilor* (Irl, Dsl). Regional, acolo unde resursele locale de apă au particularități hidrochimice naturale care îngreunează utilizarea lor (duritate ridicată, mineralizare necorespunzătoare), se preconizează desalinizarea prin diluție sau prin izolarea surselor de salinizare (*S*).

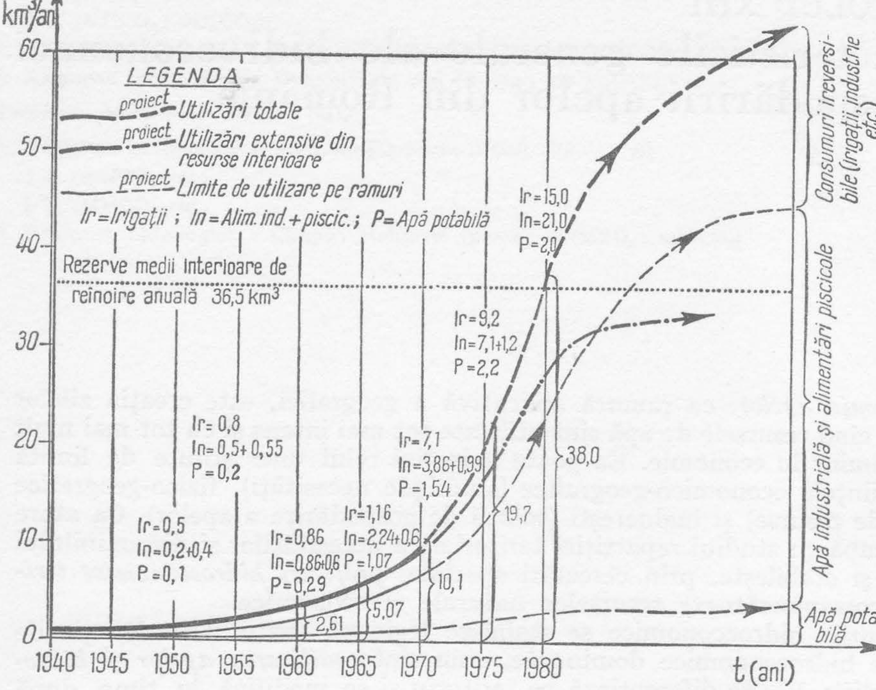


Fig. 61. Diagramele creşterii utilizării apelor în domeniile hidro-economice principale din România.

Alte forme de utilizare, cum sînt *navigaţia* (*Na*), *plutăritul* (*Pl*), *extragerea materialelor de construcţie* (*Mc*), *stuficultura* (*Sc*), *piscicultura* (*Pc*), *lacuri de agrement* (*Ag*) şi altele, care variază în lungul rîurilor şi nu teritorial, sînt considerate ca utilizări azonale.

RAIONAREA HIDROECONOMICĂ A ROMÂNIEI

Conform celor expuse în paragraful anterior, pe teritoriul ţării noastre au fost separate două arii şi în interiorul lor mai multe regiuni de utilizare a apelor.

A. **Aria de acumulare a resurselor de bază,** ce se suprapune Carpaţilor, numiţi, alegoric, pe bună dreptate, şi „castelul de apă al României", în care se formează cca. 80% din resursele de reînnoire anuală a apelor. Aici domină profilul *Ac, He, Al, Pc,* iar în regiunea molasei neogene şi în fliş (în mod deosebit în Subcarpaţii de Curbură) se mai adaugă *Er* şi local *S.*

B. **Aria de utilizare complexă a resurselor de bază şi locale,** cu următoarele regiuni:

Regiunea hidroeconomică a Podişului Transilvaniei şi a dealurilor vestice cu diferenţieri de profil pe interfluvii şi lunci. Pe interfluvii predomină:

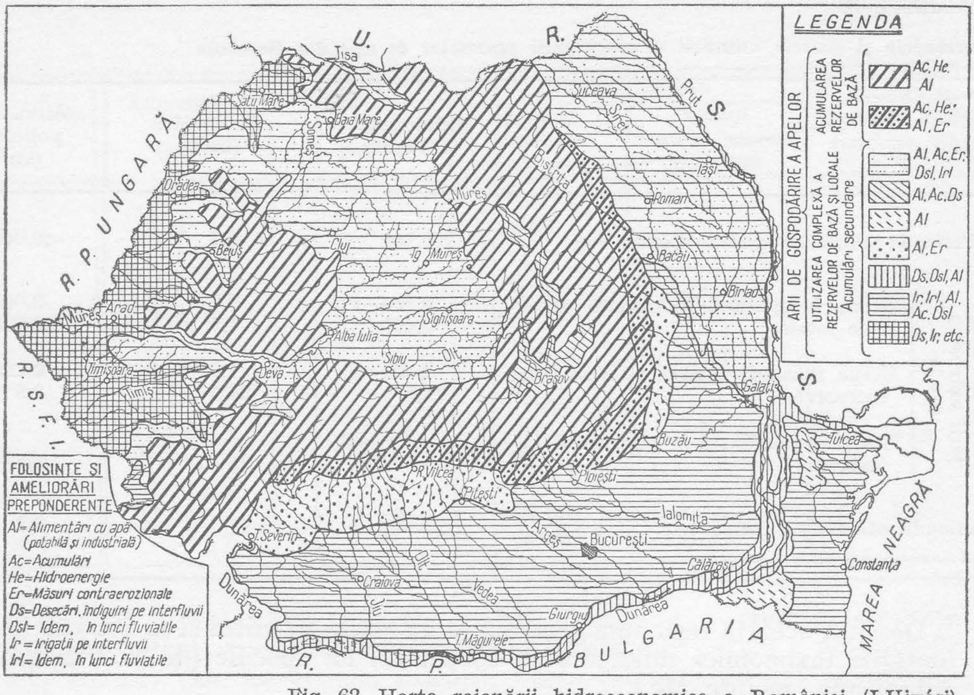


Fig. 62. Harta raionării hidroeconomice a României (I. Ujvári).

Er, *Al*, *Ir*, iar în lunci: *Dsl*, *Irl*, *Ac*, *Al*; azonal: *Pc*, *Ag*, *Mc*. În Cîmpia Transilvaniei și cu precădere în brîul diapiric intervine desalinizarea (*S*), iar în dealurile vestice, alimentările din ape de adîncime.

Regiunea hidroeconomică a Podișului Moldovei are profil identic cu cel transilvănean. Desalinizările fluviatile (din Siret și Prut) ar ridica mult calitatea apei în Cîmpia Moldovei și Podișul Bîrladului. Alimentare din ape de adîncime în sudul podișului.

Regiunea hidroeconomică a Piemonturilor sudice (*Getic*) *și estice* (*Rîmnic*) se reliefează prin lipsa generală de surse locale exploatabile. Din surse tranzitorii se impun alimentări cu apă, irigații (*Al*, *Ir*) precum și ameliorații generale (*Er*).

Regiunea hidroeconomică a Cîmpiei de Vest, cu profil *Ds*, *Ir*, *Al*, *Ac* local *Pc* și *Na*, se caracterizează prin alimentări pe scară largă din apele de adîncime, ape termale de profunzime și local efilare.

Regiunea hidroeconomică a Cîmpiei Române se evidențiază prin posibilități practic nelimitate de irigații. Profil: *Ir*, *Ac*, *Al*, *Dsl* și *S* pe interfluviul Ialomița-Trotuș. Alimentări extinse din ape freatice și mai reduse din ape de adîncime.

Regiunea hidroeconomică a Dobrogei de Nord are profilul: *Ac*, *Irl*, *Al*. Necesități de surse de alimentare.

Regiunea hidroeconomică a Dobrogei de Sud: *Ir*, *Al* și local *Ag*.

Unitatea hidroeconomică azonală cea mai extinsă este Dunărea (*Na*, *He*) cu lunca (*Ds*, *Pc*, *Ir*) și delta ei (*Pc*, *Na*, *Al*, *Sc*).

TABELUL 16

Perioadele şi etapele utilizării şi amenajării resurselor de apă din România

		Hidroenergie (TWh/an)	Acumulări (km^3)	Alim. apă populaţie (km^3)
Perioada utilizărilor sporadice, extensive		<0,169	< 0,2	<0,048
Perioada amenajării extensive totale	Etapa începutului amenajării extensive totale	0,169–0,400	0,2–1,5	0,048–0,265
	Etapa ritmului maxim de amenajare extensivă	0,400–15,0	1,5–25,0	0,265–2,5
	Etapa de finalizare a amenajării extensive	15–24	25–74	2,5–6,0
Perioada utilizărilor intensive		24–36	>74	>6,0

Desigur, această regionare generală se va adînci în viitor şi se vor preciza unităţile taxonomice inferioare cu conţinutul lor specific (de ex. raioane, subraioane, incinte etc.).

Specificul evoluţiei în timp al economiei apelor. După datele bibliografice existente, disponibilul de apă din rîuri, economic utilizabil este de 26,5 km^3/an, la care se mai adaugă circa 4,5 km^3/an de ape subterane (111). Luate împreună ele reprezintă 85% din totalul apelor ce se reînnoiesc anual prin circuitul apei (36,5 km^3 — v. fig. 63). La aceasta se mai adaugă şi Dunărea care este o resursă practic nelimitată, România avînd şi marele avantaj că fluviul se varsă în Marea Neagră pe teritoriul său (nu se pot limita utilizările).

În utilizarea apelor din ţara noastră se pot deosebi trei perioade caracteristice:

a. *Perioada utilizării sporadice extensive* a apelor care se termină în jurul anilor 1949—1950, o dată cu începutul construirii bazei industriale şi agriculturii socialiste. Ea s-a caracterizat prin utilizări mai mult întîmplătoare, o oarecare pondere avînd folosinţele hidroenergetice.

b. *Perioada amenajării planificate extensive totale a apelor* coincide cu desfăşurarea construirii economiei socialiste din ţara noastră, cînd se fac eforturi deosebite pentru asigurarea diferitelor ramuri industriale cu apă corespunzătoare necesităţilor şi totodată se execută lucrări hidroameliorative pe scară largă. În cadrul ei se pot urmări trei etape (v. tabelul 16) caracteristice:

— *etapa începutului amenajării extensive totale,* planificate, a apelor, cînd se pune accent mai ales pe utilizări şi pe acoperirea necesităţilor momentane de apă;

— *etapa ritmului maxim de amenajare extensivă a apelor,* actuală, care se caracterizează printr-o serie de indici de amenajare deosebit

Apă industrială (km³)	Alimentări irigații (km³)	Total utilizat (km³)	Hidroameliorații		Gradul de epurare a apelor reziduale (%)
			Indiguiri, desecări (mil. ha)	Măsuri contraerozionale (mil. ha)	
<0,5	<0,13	<1,0	<0,85	....	....
0,5–1,3	0,13–0,70	1–3	0,85–1,04	<0,082–	<10
1,3–12,0	0,70–7,5	3–23	1,04–2,5	0,082–1,5	10–90
12,0–16,0	7,5–17,0	23–37	2,5 2,7	1,5 3,0	>90
16 neapreciabil	17–25	37–70	Creşteri neînsemnate, lucrări de întreţinere		>90

de ridicaţi. Între altele indicele global ajunge la o creştere de peste 1 miliard m³/an. Aceasta durează pînă la satisfacerea totală a nevoilor de apă, inclusiv cele ireversibile (irigaţii, unele categorii de ape industriale etc.). Lucrările de amenajare a surselor de apă sînt devansate cu cca 5 ani faţă de realizarea unităţii consumatoare.

— *etapa de finalizare a amenajării extensive a apelor* se va termina o dată cu amenajarea extensivă a tuturor resurselor de apă. Aceasta va reprezenta şi finalizarea urbanizării localităţilor sub aspectul utilizărilor de apă şi canalizări. Vor fi atinse toate indicatoarele maxime de ameliorare hidraulică, deci în perioada următoare o pondere absolut dominantă vor avea utilizările. Ameliorările executate vor fi întreţinute şi completate. Creşterea mai departe a utilizărilor se va face mai ales prin recirculări externe şi folosinţe din Dunăre.

c. *Despre ultima perioadă a utilizărilor intensive de apă* nu ne putem spune cuvîntul. Cert este faptul că, creşterea consumului va avea un ritm mai redus decît în perioada anterioară deoarece peste plafonul atins în diferitele domenii de utilizare nu vor mai exista solicitări de seamă. De exemplu, dacă vor fi amenajate toate terenurile irigabile, consumul se va plafona. Consumul de apă al populaţiei va creşte conform sporului natural. În industrie se va introduce, probabil, în primul rînd sistemul recirculărilor externe şi folosirii repetate, deci a resurselor reversibile. Făcînd calcule dintre cele mai generale, resursele de apă ale ţării noastre vor satisface fără complicaţii deosebite, pe cale extensivă, o populaţie de cel puţin 60—70 milioane locuitori, iar prin existenţa unor sisteme bine chibzuite, de cel puţin 5—6 ori mai mult. Depinde foarte mult de reuşita fazei etapei actuale, a schemelor pe care le vom aplica, de reuşita raporturilor de utilizare între diferitele domenii şi condiţii geografice, cu alte cuvinte de alegerea profilului hidroeconomic corespunzător în diferitele regiuni ale ţării noastre.

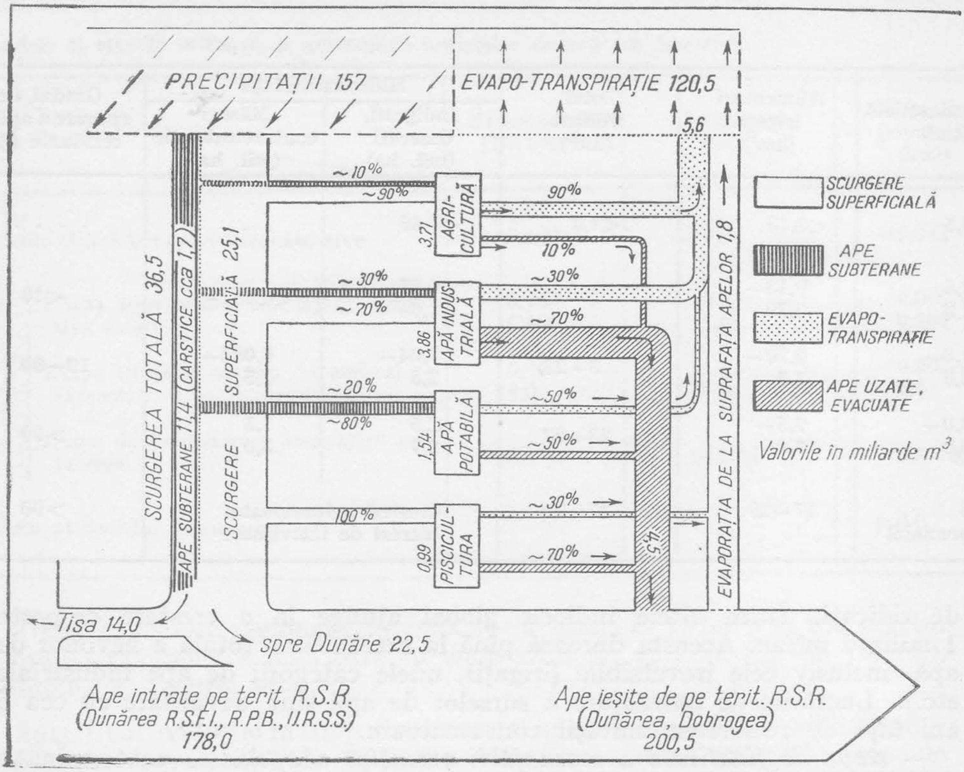


Fig. 63. Bilanțul hidric mediu (1950-1967) și al utilizărilor principale ale apelor din România (în 1970) (I. Ujvári).

Ameliorări hidraulice

Utilizările de apă sînt precedate de lucrări de ameliorări hidraulice, care au ca efect ridicarea valorii resurselor de apă (acumulări pentru compensarea regimului natural, atenuări de viituri, protecția calității apelor, combaterea fenomenelor distructive și vătămătoare ale apelor). După cum s-a mai subliniat, de succesul acestor lucrări depind în mare măsură utilizările de apă și în bună parte cele agricole.

Acumulările. Baza sistemelor de gospodărire complexă și planificată a apelor o reprezintă asigurarea debitelor de apă necesare în orice anotimp și în orice an, fie cît de secetos. Pentru aceasta sînt necesare în țara noastră lacuri de acumulare, care să fie capabile să rețină apele în anii cu scurgere bogată și să le distribuie în anii cu scurgere săracă, sub normal. În planurile de amenajare au fost inventariate 700 de amplasamente de acumulări posibile, care însumează un volum total de 74 km^3. Din acestea 685 de obiective vor fi alimentate din rîurile interioare (cca. 53 km^3) și 15 din Dunăre (cca. 21 km^3). Prin aceste acumulări se va realiza un grad de acumulare de 160%.

În anul 1968 au existat în țara noastră 1 192 de acumulări cu funcții diferite (hidroenergie, piscicultură, agricultură, atenuări, agrement etc.),

TABELUL 17

Lacurile artificiale create în România (nivelul anului 1968) (64)

Bazin hidrografic	Lacuri de interes hidroenergetic			Lacuri de interes piscicol și agricol			Lacuri cu utilizări la alimentări, atenuări de viitor, agrement etc.			Total pe bazine hidrografice		
	Nr.	Supraf. (ha)	Volum (10^6 m^3)	Nr.	Supraf. (ha)	Volum (10^6 m^3)	Nr.	Supraf. (ha)	Volum ($10^6 m^3$)	Nr.	Supraf. (ha)	Volum ($10^6 m^3$)
Tisa superioară	—	—	—	1	0,12	—	—	—	—	1	0,12	—
Someș-Crasna	—	—	—	7	291,60	3,5	1	131,0	17,6	8	422,60	21,1
Crișuri-Barcău	—	—	—	17	1515,10	28,7	—	—	—	17	1515,10	28,7
Mureș-Aranca	1	2,0	0,15	17	378,95	6,6	1	261,0	43,5	19	641,95	50,25
Bega-Timiș-Caraș	2	71,0	11,9	19	474,75	7,8	5	113,6	15,0	26	659,35	34,7
Nera-Cerna	—	—	—	2	1,01	0,1	—	—	—	2	1,0	0,1
Jiu	—	—	—	10	22,20	1,8	2	2000,0	100,8	12	2022,20	102,6
Olt	2	39,0	6,5	25	245,95	8,3	7	25,0	1,3	34	309,95	16,1
Vedea	—	—	—	123	1388,00	25,0	—	—	—	123	1388,00	25,0
Argeș	3	946,0	473,8	133	3453,00	34,6	10	1500,0	44,0	146	5899,00	552,4
Ialomița	1	21,0	0,55	91	1649,70	33,2	1	6,0	0,8	93	1676,7	34,55
Siret	8	4545,0	1282,0	104	4184,00	26,1	2	360,0	18,2	114	9089,0	1326,3
Prut	—	—	—	281	9374,00	91,4	6	722,0	16,0	287	10096,00	107,4
Dunărea	—	—	—	255	10069,00	108,0	42	1060,0	25,3	297	11129,00	133,3
Litoral	—	—	—	13	2698,00	45,0	—	—	—	13	2698,00	45,0

care au avut o suprafață totală estimată la 475,5 km² și un volum de 2,477 km³ (v. tabelul 17). Cele mai mari dintre ele, cum sînt lacul Izvorul Muntelui (1 230 mil. m³), Vidraru (470 mil. m³), Vidra-Lotru (340 mil. m³) sînt utilizate în primul rînd în scopuri hidroenergetice, dar contribuie și la ridicarea debitelor de etiaj, atît de necesar pentru irigații, alimentări, diluții, la atenuarea viiturilor etc. Volumul cel mai mare îl are lacul Porților de Fier, (5 km³, v. pag. 114), care se întinde parțial și pe teritoriul R.S.F. Iugoslavia. Datele caracteristice ale lacurilor de acumulare din R.S. România pot fi urmărite în tabelele 17 și 21.

Lupta contra inundațiilor, indiguiri, desecări. Suprafețele inundabile cele mai extinse se află în Cîmpia de Vest și în lunca Dunării. În ambele cazuri măsurile principale de apărare sînt îndiguirile, construirea unor lacuri de retenție pentru atenuarea viiturilor și desecarea teritoriilor (incintelor) cuprinse între diguri.

După cum reiese din tabelul 18 suprafața totală protejată de diguri a căror lungime totală este de 3 792 km, ajunge la 13 039 km². Subliniem în acest sens faptul că în ultimul timp, în planurile de amenajare complexă a rîurilor se aplică pe scară tot mai largă principiul apărării contra inundațiilor prin acumulări permanente sau temporare, destinate atenuărilor de viituri. Un exemplu clasic în acest sens este marele lac cu retenție temporară, de la Rovinari (Ceauru), care reușește prin capacitatea sa utilă de 100 mil. m³ să reducă debitul maxim al Jiului și Tismanei cu 60%. Sînt prevăzute, de asemenea, construirea unor lacuri de retenție și în bazinele Crișurilor (127 mil. m³), pe rîurile din Banat (386 mil. m³), în bazinul Siretului (426 mil. m³) etc. Acestea vor avea în total un volum de 1,9 miliarde km³.

TABELUL 18

Lucrări de apărare și bunuri apărate contra inundațiilor în bazinele hidrografice principale din România (197).

Bazin hidrografic	Lungimea totală a digurilor (km)	Suprafața totală apărată (km²)	Bunuri apărate		
			Case (buc.)	Obiect. industr. (buc.)	Căi comunicații (km)
Tisa superioară	59,89	285,11	7 456	2	32
Someș	233,10	793,61	16 109	14	207
Crișuri	591,98	1 963,87	21 170	6	387,9
Mureș-Aranca	248,07	1 731,22	83 006	25	652
Bega-Timiș-Caraș	609,10	2 674,18	92 884	39	516,1
Nera-Cerna	0,25	—	—	—	0,8
Jiu	58,28	50,88	990	3	24,9
Olt	84,65	164,44	686	5	25,1
Vedea	12,15	3,40	120	2	1,4
Argeș	89,95	96,61	1 102	3	96,7
Ialomița	74,00	80,09	5 791	—	32,0
Siret	151,30	388,36	2 755	9	20,3
Prut	262,13	626,60	1 800	5	88,9
Dunărea	1 321,43	4 197,38	13 600	4	56,3
Lacuri litorale	9,55	2,99	3	—	—
Total	3 791,81	13 038,84	247 555	117	2 142,3

Pentru apărarea unor terenuri de inundații s-au efectuat și corectări de cursuri. Astfel în 1969 au existat 1 153 km maluri amenajate și 602 km albii regularizate. Au mai rămas sectoare de rîuri cu degradări active pe o distanță de circa 1 000 km (149).

Excesul de umiditate se observă pe o suprafață totală de 2,7 mil. ha (27 000 km²), aflată în majoritate în ariile de subsidență, de divagare din Cîmpia de Vest (peste 1 mil. ha), în zona de divagare din dreptul cotului carpatic, în luncile rîurilor și mai ales în lunca Dunării (573 000 ha). Excesul de umiditate freatică din cuprinsul lor necesită drenaj artificial. Recuperarea unor terenuri agricole prin îndiguiri și desecări a început încă din secolul al XVIII-lea în jurul Timișoarei și continuă de atunci, culminînd în zilele noastre cu lucrările mari de hidroameliorații complexe din lunca Dunării (v. pag. 188) efectuate în bună parte după anul 1963. Ritmul deosebit al lucrărilor de îndiguire și desecare din perioada construcției socialiste se oglindește bine în tabelul 19.

TABELUL 19

Evoluția lucrărilor de îndiguire și desecări în România (149)

Anii	1938	1944	1950	1960	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Indiguiri + desecări (mii ha)	450	520	654	1 041	1 150	1 266	1 381	1 500	1 620	1 720
Desecări (mii ha)	200	...	...	700	780	860	930	1 040	1 160	1 300

Suprafața planificată pentru îndiguiri+desecări pe 1975 este de 1 970 ha, din care desecări 1 545 ha (149).

Protecția contra eroziunii solului. După datele existente circa 50% din suprafața fondului agricol (7,7 mil. ha) este afectată, în grade diferite, de eroziune, provocînd pagube însemnate economiei naționale (de ordinul zecilor de milioane lei). Circa 3 mil. ha sînt afectate de eroziune puternică și foarte puternică, pe care recoltele sînt diminuate cu 50—70% față de potențialul natural (149). Ele sînt răspîndite mai ales în Podișul Moldovei, Podișul Someșan, Cîmpia Transilvaniei, Piemontul Getic, în Subcarpați etc. (v. cap. VIII).

Deși aplicarea pe scară largă a metodelor agrotehnice moderne a redus în multe regiuni din țara noastră posibilitatea declanșării eroziunii, totuși moștenirea din trecut se resimte încă, trebuind luate măsuri speciale pentru combaterea procesului. Cu toate că ritmul accentuat al lucrărilor de combatere a eroziunii a început abia după 1958 în prezent pot fi considerate ameliorate deja mai bine de 40% din terenurile degradate (v. tabelul 20).

TABELUL 20

Creșterea ritmului lucrărilor de combatere a eroziunii solului între anii 1958—1971 (149)

Anii	1958	1960	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971
Suprafață totală (mii ha)	15,3	82,1	507,1	603,5	734,5	885,7	1047,7	1114,7	1 214
% din total (3 mil. ha)	0,5	2,7	16,9	20,1	24,5	29,5	34,7	37,1	40,5

Lucrări ample, sistematice, sînt executate în bazinul Drobotfor, Băneasa şi Balinteşti, Sîncraiul Almaşului, Valea Seacă şi perimetrul Albiţa-Fălciu şi în complexul de irigaţii de la Medgidia (149).

Protecţia calităţii apelor. Desigur, toate măsurile luate pentru utilizarea complexă, planificată, multilaterală a apelor se realizează numai în cazul în care se păstrează calitatea de potabilitate a apei în resurse, iar acolo unde calitatea hidrochimică naturală este necorespunzătoare este necesar să se aplice măsuri de ameliorare hidrochimică corespunzătoare.

Pericolul de extindere deosebită a poluării apelor în ţara noastră a existat în etapa începutului industrializării ţării. Pentru evitarea unei situaţii periculoase, s-au făcut investigaţii de seamă chiar după 1955. În anul 1960 numărul staţiilor de epurare a ajuns la 400, în 1968 la 1 400, iar în 1969 în jur de 1 700. În anul 1966 a fost epurat un volum de 1 016 mil. m^3 (32,3%) din totalul de 3 143 mil. m^3, ape uzate (11). Din această cantitate circa 90% a fost deversată în rîuri de următoarele ramuri industriale: industria chimică (545 mil. m^3), industria alimentară (250 mil. m^3), industria metalurgică (190 mil. m^3) şi industria minieră şi petrolieră (100 mil. m^3).

Reţeaua fluviatilă codificată a ţării este în prezent de 66 000 km, iar controale sistematice asupra calităţii apelor se fac pe o lungime totală de 15 500 km. Din aceasta, în 1966, 12% a avut calitatea de categoria I-a, circa 30% categoria a II-a, 33% categoria a III-a (pentru irigaţii), iar restul de 25% au fost degradate (11).

Statul nostru face eforturi deosebite pentru menţinerea calităţii naturale a apelor şi mai ales pentru eliminarea stării de degradare a tuturor apelor de suprafaţă. În Cîmpia de Vest se semnalează pe alocuri şi degradarea apelor freatice prin utilizarea îngrăşămintelor chimice (stagnarea apelor freatice).

Utilizările de apă

Hidroenergia. Aria hidroenergetică principală a ţării noastre este reprezentată de Carpaţi, iar liniar importanţă deosebită o au Dunărea şi Prutul, rîuri de frontieră. Potenţialul tehnic, total amenajabil al rîurilor ţării este evaluat la debitele medii ca fiind de 12 mil. kW cu o producţie medie de energie de circa 36 miliarde kWh/an. Potenţialul economic amenajabil este însă mai redus din cauza dominării unor cursuri de apă mici ca dimensiune în Carpaţi, ele fiind dispersate mult pe teritoriu. Puterea totală, economic amenajabilă, a apelor după calculele ISPE este de 6,6 mil. kW (11), cu o producţie de energie de 24 miliarde kWh/an, din care exact jumătate îi revine Dunării (12 miliarde kWh).

Saltul în utilizarea hidroenergiei în ţara noastră s-a produs în anul 1950 (Planul de Electrificare a ţării), la începutul industrializării socialiste, cînd din acest potenţial a fost amenajată abia o putere de 60 MW repartizată în circa 90 UHE mici. În cursul primei etape a planului, între anii 1950 şi 1955 s-au dat în folosinţă o serie de obiective energetice de seamă, ca UHE Crăinicel (8,7 MW), Moroieni (16 MW) şi Sadu V (22,5 MW), ele fiind urmate apoi de giganţii de pe Bistriţa, Argeş, Dunăre (v. tabelul 21).

UHE Gh. Gheorghiu-Dej de pe Argeş este construită pe baza principiului concentrării hidroenergiei cursurilor mici în unităţi mai mari prin

TABELUL 21

Date caracteristice privind principalele amenajări hidroelectrice (71, 33, 64)

Denumirea UHE	Cursul de apă	Debit mediu total utilizat (m^3/s)	Căderea brută maximă (m)	Putere instalată (MW)	Prod. med. de energ. (GWh/an)	Lacul de acumulare				Anul înfiinţării	Utilizări
						Numele	Supraf. (ha)	v. total mil. m^3	v. util mil. m^3		
Cugir	Rîul Mic	1,5	...								
Crăinicel	Bîrzava	2,8	475	8,7	...	Gozna	59	10,7	10,2	1952	He, Al
Dobreşti	Ialomiţa	2,87	105	16,0	...	Scropoasa	21	0,55	0,37	1929	He, Ag
Moroieni	Ialomiţa	4,1	233	15,3	55	Idem	—	—	—	1953	He
Sadu V	Sadu	2,2	396	22,5	60	Negovanu	35	6,3	5,8	1955	He
V. I. Lenin	Bistriţa	50,7	146	210,0	490	Izv. Muntelui	3 260	1 230	930,0	1961	He, Al, Na, Ir, Ag.
Pîngăraţi	Bistriţa	60,4	14,4	22,4	60	Pîngăraţi	155	6,0	3,0	1964	Al.
Vaduri	Bistriţa	60,4	26,0	44,0	110	Vaduri	150	4,8	1,0	1966	He, Al.
Piatra Neamţ	Bistriţa	61,4	15,5	11,0	60	Piatra Neamţ	— 230	10,0	3,0	1964	He, Al.
Roznov I	Bistriţa	57,4	21,0	14,0	77	Roznov	—	0,3	0,3	1962	He
Roznov II	Bistriţa	57,4	21,0	14,0	77	—	—	—	—	1963	He
Zăneşti	Bistriţa	61,4	20,2	14,0	82	—	—	—	—	1964	He
Costişa	Bistriţa	61,4	20,2	14,0	82	—	—	—	—	1965	He
Buhuşi	Bistriţa	61,4	15,8	11,6	63	—	—	—	—	1965	He
Racova	Bistriţa	66,0	14,7	23,6	68	Racova	290	11,0	3,6	1965	He, Al
Gîrleni	Bistriţa	66,0	14,7	23,6	72	Gîrleni	300	6,0	1,2	1965	He, Al
Bacău I.	Bistriţa	66,6	15,8	23,6	76	Bacău I	410	9,3	1,2	1966	He, Al
Bacău II	Bistriţa	66,6	20,5	31,0	92	Bacău II	200	5,0	1,6	1966	He, Al
Gh. Gheorghiu-Dej	Argeş	19,6	300	220,0	400	Vidraru	825	470	320,0	1966	He, Al, Ag
Oieşti	Argeş	19,6	20,5	15,0	28,8	Oieşti	66	2,2	1,6	1969	He, Al, Ag
Albeşti	Argeş	19,6	20,5	15,0	28,5	—	—	—	—	1966	He
Cerbureni	Argeş	21,6	20,5	15,0	29,6	Cerbureni	55	1,62	1,1	1969	He, Al
Valea Iaşului	Argeş	21,0	20,5	15,0	29,3	C. de Argeş	22	0,7	0,6	1970	He, Al
Bascov	Argeş	21,0	12,0	7,7	...	Bascov	180	5,1	0,5	1970	He, Al
Piteşti	Argeş	22,0	11,0	7,7	...	Piteşti	124	4,2	4,0	1970	He, Al
Strîmtori	Firiza			4,0	...	Strîmtori	131	17,6	14,0	1963	He, Al
Porţile de Fier	Dunăre	5 450	34,0	2 050,0	11 500	Porţile de Fier	32 000	5 000	3 000	Constr.	He, Na, Al

captări și derivații interbazinale. Această metodă se aplică apoi și în cazul UHE de pe Lotru și Someșul Cald, Sebeș, Rîul Mare etc. Lungimea t otală a aducțiunilor în faza finală, după planurile de amenajare, atinge circa 3 300 km.

TABELUL 22

Evoluția utilizării hidroenergiei în România Anuarul Statistic, 1971)

Anii	1938	1948	1950	1955	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Putere instalată Hidroelectrică (mii kW)	48	...	60	100	210	209	308	327	416	461	777	811	831	850	1200
% din total	9,6	...	8,1	8,1	11,8	11,2	14,7	13,8	14,5	14,2	17,4	15,6	14,8	13,2	16,3
Hidroelectrică kWh/an (mil.)	148	130	169	323	397	466	652	537	585	1005	1035	1476	1562	2217	2773
% din total	13	8,7	8,0	7,5	5,2	5,4	6,4	4,6	4,2	6,1	5,0	6,0	5,6	7,0	7,9

În tabelul 21 sînt reprezentate valorile puterii instalate și a producției UHE din România. Se observă, că producția de energie hidraulică variază în jur de 5—6,5% pînă în anul 1968, ceea ce ne indică o creștere foarte puternică a termoenergiei în etapa industrializării socialiste. O dată cu intrarea în funcțiune a UHE Porțile de Fier și Lotru în 1971—73 producția de hidroenergie va face un salt calitativ, ajungînd în 1975 la 24—25% (circa 10 miliarde kWh). Cantitatea apei utilizată pentru producerea acestei energii se estimează la 72 km^3 în 1975 și 135 km^3 în 1980 (111).

Energia apelor este folosită încă și pentru utilizări hidromecanice, forme tradiționale existente din trecutul îndepărtat. Morile, joagărele, piuele, daracele, șteampurile, dîrstele mai deservesc și în prezent populația din mediul rural. În 1966 numărul acestora a atins 655, fiind concentrate mai ales în bazinele rîurilor Olt (135), Mureș (131), Siret (93), Someș (89) etc. Din numărul lor total 85% sînt destinate măcinării cerealelor (11).

Navigația și plutăritul. Artera navigabilă principală a României este Dunărea. Ea asigură transportul mărfurilor cu vase cu un pescaj de 5 m la apele mijlocii și mari și de circa 1,5 m la apele mici. Datorită greutăților cauzate de cataractele Dunării în sectorul Cazane — Porțile de Fier, în trecut transportul de mărfuri a fost plafonat la circa 12 mil. tone/an, din care 25—30% îi revenea țării noastre, iar restul altor țări dunărene. Din 1969 circulația se face prin noile ecluze, iar din 1971, prin terminarea lacului de acumulare, obstacolele din calea navigației sînt definitiv înlăturate. Transportul de mărfuri pe cale fluvială în 1968 a fost de 3,543 mil. tone sau 1 280 mil. tone/km și 1,647 mil. călători sau 74 mil. călători/km (Anuarul Statistic, 1969).

Prin porturile românești maritime, în special Constanța, se desfășoară un intens schimb de mărfuri cu străinătatea. Transportul maritim în 1968 a fost aproape identic ca tonaj cu cel fluviatil (3,511 mil. tone), cu deosebirea că distanțele parcurse de nave au fost mai mari (38 827 mil. tone/km). Numărul pasagerilor transportați pe cale maritimă a fost de 23 mil. călăt./km (1969).

Importanță locală are încă și navigația pe Bega, dar ea este mult depășită (v. pag. 341).

Plutăritul direct pe rîurile interioare și prin haituri a avut o răspîndire mare pînă nu de mult (Bistrița, Dorna, Neagra, Bistricioara, Bicaz, Trotuș, Lotru, Sebeș, Iara, Someșul Cald, Someșul Rece etc.). Practica a dovedit însă că acesta nu mai este rentabil datorită marilor pierderi de materie primă în vîltoarea valurilor, printre stînci. Din acest motiv transportul de apă a fost înlocuit, unde a fost posibil, prin transport rutier.

Alimentări cu apă și canalizări. Deobicei distingem în acest caz alimentarea cu apă potabilă a populației și alimentarea cu apă a ramurilor industriale. În cazul orașelor mari aceste două elemente se împletesc. Extinderea rapidă a deservirii cu apă potabilă a populației este una dintre marile realizări ale regimului nostru. Față de anul 1944 numărul orașelor cu apă potabilă centralizată și canalizări a crescut de trei ori, iar instalațiile de epurare a apelor reziduale orășenești s-au înmulțit de peste 7—8 ori (v. tabelul 23).

TABELUL 23

Extinderea alimentării cu apă potabilă, a sistemelor de canalizare și de epurare a apelor reziduale în R.S.R.

(Anuarul statistic, 1970 — cifre rotunjite)

	1944	1950	1955	1960	1965	1967	1968	1969
Nr. localităților cu alimentare centralizată	88	101	118	172	233	257	273	295
Idem, orașe	88	88	97	125	152	160	188	192
Consum (mil. m³/an)	—	113	185	265	460	589	659	719
Idem, uz casnic (mil. m³/an)	—	48	65	93	160	202	233	252
Lungimea rețelei de distribuire (km)	3 500	3 700	4 263	5 162	7 239	7 877	8 280	8 675
Lungimea rețelei canalizare (km)	1 908	1 960	2 050	2 500	3 228	3 850	...	...
Nr. localități cu stații de epurare a apelor	8	—	—	—	—	56	—	—

Ca surse de alimentare s-au folosit cu precădere apele subterane, apele carstice, apele rîurilor montane. În ultimul timp însă se folosesc tot mai mult apele de suprafață (tratate), deoarece debitele lor sînt mai abundente (București, Dej, Tg. Mureș, Iași etc.). Apele freatice, de adîncime și cele carstice rămîn însă preferate de populație (alimentările din București, Cluj, Craiova, Suceava, Sighetu Marmației, Galați, Timișoara etc.).

Între realizările de seamă privind alimentările cu apă potabilă și industrială amintim pe cele ale Bucureștiului (ape freatice, de adîncime, din Argeș, Dîmbovița), ale Reșiței (din Bîrzava, izvoarele Timișului, Nerei, v. fig. 125), ale Băii Mari (v. fig. 104), ale Iașului (din Conul Ozanei, din puțuri, din Prut), ale litoralului (din surse de ape carstice — Caragea-Dermen, Biruința), ale Craiovei (din puțuri de mal și conducta de apă carstică de lîngă Tismana — (v. fig. 129), ale Clujului (din puțuri de luncă și lacul de acumulare Gilău — în 1973), ale Brașovului (din Timiș și Tîrlung) etc.

Creşterea alimentării cu apă a industriilor faţă de consumul populaţiei este mult mai rapidă; cifrele oglindesc mai bine ca orice marile realizări din ţara noastră în domeniul creşterii capacităţii industriale. Astfel, utilizările în acest domeniu au crescut de la 1,32 miliarde m^3 la 6,0 miliarde m^3 numai în perioada 1960—1970 (v. fig. 61). Rolul acestor utilizări poate fi apreciat şi în circuitul general normal al apei din ţara noastră, la nivelul anului 1970 (v. fig. 63).

Resursele consumate la irigaţii. Creşterea productivităţii agricole şi stabilitatea producţiei anuale este dependentă, în mare măsură, de asigurarea unui regim hidric optim în diferitele perioade de dezvoltare a plantelor. Grînarele principale ale ţării se află în sudul şi vestul ţării, în regiuni de cîmpie cu căldură multă şi cu precipitaţii reduse. (În anii secetoşi cantitatea de ploaie căzută este sub 300 mm situîndu-se sub necesitatea biologică a plantelor). Normele de irigaţie variază în Cîmpia Română şi Cîmpia de Vest în jur de 3 000—4 000 m^3/ha/an, iar în Podişul Transilvaniei, datorită altitudinilor mai mari şi precipitaţiilor mai abundente, scade la 1 200 — 3 000 m^3/ha/an.

Suprafaţa tehnic irigabilă a ţării se apreciază la 7,4 mil. ha, deci la aproximativ 50% din fondul agricol. Irigarea acestei suprafeţe ar necesita circa 22 km^3 apă/an. Datorită însă reliefului fragmentat din regiunile de dealuri şi podiş, irigaţiile sînt economice pe o suprafaţă de 5,36 mil. ha (149), ceea ce necesită un volum mediu de circa 16—17 km^3/an. Din suprafaţa totală circa 2 mil. ha vor fi irigate din Dunăre (apa necesară 7 km^3), iar din rîurile interioare se vor consuma anual, în mod ireversibil, circa 10 km^3 (circa 1/3 din disponibil). Aceste resurse vor fi extrase foarte convenabil din cursul inferior al rîurilor mari, cum sînt: Crişurile (283 000 ha), Mureşul (226 000 ha), Timişul (220 000 ha), Oltul (361 000 ha), Argeşul (350 000 ha), Ialomiţa (371 000 ha), Siretul (6 740 000 ha), Prutul (200 000 ha), iar din ape subterane este posibilă irigarea a circa 200 000 ha, cu caracter local.

În ţara noastră metoda cea mai răspîndită de irigare, care se dovedeşte cea mai economică (v. tabelul 24), este cea realizată prin aspersiune (circa

TABELUL 24

Extinderea suprafeţelor irigate în perioada 1938—1970 (149)

	1938	1944	1950	1957	1965	1968	1969	1970
Irigat total (mii ha)	15,4	18,8	42,5	200	230	530	624	731
Prin aspersiune (%)	—	—	—	45%	52	89	79	80

80—90%). Creşterea rapidă a suprafeţelor irigate în perioada 1957—1970, este rezultatul amenajării unor unităţi mari cu precădere în lunca şi pe terasele Dunării. Mai ales în anii noştri sînt organizate o serie de unităţi deosebit de extinse, ca sistemul Carasu (174 000 ha), terasa Brăilei (71 000 ha), Jegălia (20 400 ha), Gălăţui-Călăraşi (84 000 ha), Giurgiu-Răzmireşti (177 000 ha), Calafat-Băileşti (49 700 ha), Piteroiu-Ştefan cel Mare (55 000 ha) etc. Ele vor fi urmate de alte sisteme mai ales în Cîmpia Română şi în Cîmpia de Vest (de ex. Aradul Nou-Şag — 8 000 ha). Irigaţiile din Podişul Tran-

silva niei şi Moldovei se rezumă la unităţile din lunci, deşi în viitor, o dată cu extinderea culturilor terasate, va fi posibilă şi irigarea coastelor de dealuri.

Piscicultura şi pescuitul. Baza piscicolă şi de pescuit a ţării a fost reprezentată pînă nu de mult de lunca, bălţile şi Delta Dunării, de unde s-a extras 65–70% din producţia totală (înainte de amenajarea agricolă a luncii). O dată cu schimbarea funcţiei economice a luncii şi bălţilor, baza principală a rămas Delta Dunării şi lacul Razelm, iar creşterea producţiei de peşte este realizată prin extinderea pescuitului marin şi oceanic. Pescuitul din rîurile şi lacurile interioare creşte treptat o dată cu amenajarea unor

TABELUL 25

Lacurile de acumulare principale cu utilizări diverse (64).

Lac	Bazin hidrografic	Supraf. (ha)	Volum ($10^6 m^3$)	Profil de utilizare	Anul înfiinţării
Gilău	Someşul Mic	85	4,4	Al; At	1971
Leşu	V. Iadului	137	27,1	Al, He	constr.
Tăuţ	Cigher	240	14,3	Al; At	1970
Vida	Vida (Crişuri)	...	0,4	M	
Cinciş (Teliuc)	Cerna	261	43,5	Al; At	1964
Secul	Bîrzava	101	14,4	Al; At	1963
Buhui	Buhui (Caraş)	9	0,5	Al	1908
Trei Ape	Timiş	45	14,8	Al	1970
Valea cu Peşti	Jiu	32	6,0	Al	
Rovinari	Jiu	1 100–3 000	100,0	At	1968
Bălan	Olt	16	0,5	Al	1965
Buftea	Colentina	307	10,0	Al, At	1937
Mogoşoaia	Colentina	103	2,3	Al, At	1936
Străuleşti	Colentina	40	0,7	Al	constr.
Băneasa	Colentina	40	0,6	Ag	1937
Herăstrău	Colentina	77	2,3	Ag	1937
Floreasca	Colentina	70	1,6	Ag	1937
Tei	Colentina	80	2,0	Ag	1937
Pantelimon II	Colentina	260	11,3	Al	constr.
Cernica	Colentina	341	7,0	Al	
Paltinu	Doftana	157	50,0	Al, He	constr.
Dragomirna	Dragomirna (Siret)	120	6,2	Al	1968
Belci	Tazlău	240	12,0	Al	1963
Poiana Uzului	Uz	334	90,0	Al, He	constr.
Podu Iloaiei	Bahlueţ	150	19,6	At. Ir	1963
Cucuteni	Morişca (Jijia)	118	8,4	At. Ir	1964
Ciurbeşti	Ciurea (Nicolina)	171	6,0	At, Ir	1963
Ezăreni	V. Ursului (Nicolina)	56	1,9	At, Ir	1963
Aroneanu	Ciric (Bahlui)	76	3,1	At, Ir	1963
Chiriţa	V. Lungă (Bahlui)	150	5,0	At, Ir,Al	1965
Cocoşu II	Carasu (Dobrogea)	97	0,4	At, Ir	1952
Peceneaga	Peceneaga (Dobrogea)	105	1,6	At, Ir	1958
Traian	Cerna (Dobrogea)	105	1,2	At, Ir	1961
Gherghina	Tortoman (Dobrogea)	64	1,6	At, Ir	1961
Seimenii Mici	Tibrin (Dobrogea)	120	2,8	At, Ir	1951
Ciobanu	Topolog (Dobrogea)	160	7,7	At, Ir	1961

*(*Al*–alim. apă; *At* – atenuarea viiturilor; *M* – interes minier; *He* – hidroenergie; *Ag* – agrement *Ir* – irigaţii) (64).

serii de iazuri, eleştee, care deservesc cerinţele locale. Ele se dovedesc deosebit de eficiente din punct de vedere economic (cca. 10 000 lei/ha/an). În rîurile din regiunea muntoasă se pescuiesc, în special, salmonidele, iar în cele de dealuri şi de cîmpie cuprinidele. Numărul lacurilor care prezentau interes piscicol a fost în anul 1968 de 1 098, cu o suprafaţă de 35 745 ha şi un volum total de 420,1 mil m³ Pentru viitor se prevede extinderea amenajărilor şi modernizarea bazelor piscicole interioare în Deltă şi în eleşteele cu productivitate sporită din lunca Dunării. Debitele totale utilizate pentru piscicultura internă ajung la 300 mc/s.

Exploatarea stufului este o ramură economică specifică Deltei Dunării, unde se află şi cea mai extinsă zonă compactă stuficolă de pe glob (260 000ha). În total, cu resursele din alte regiuni ale ţării, stuful ocupă o suprafaţă de 360 000 ha. Stuful este exploatat mai ales în Deltă unde producţia anuală variază în jur de 10—15 t ha, dar în incinte organizate ajunge la 20—25 t. El substituie cu succes lemnul în producţia de celuloză şi de materiale de construcţii.

Balastiere. În lungul rîurilor carpatice se observă o sortare naturală a aluviunilor de la cele grosiere spre cele fine. Astfel, în lungul rîurilor se pot întîlni sectoare cu pietriş şi nisip de dimensiuni diferite în cantităţi practic nelimitate. Ele sînt utilizate intens în construcţii. În anul 1966 au existat în ţara noastră 658 de balastiere, a căror producţie a atins 17,4 mil. m³ de nisip, pietriş, bolovăniş. Această cifră transformată în unităţi de greutate corespunde, aproximativ, debitului mediu de aluviuni în suspensie de pe tot teritoriul României (35 mil. t/an).

Amenajări de agrement. Majoritatea lacurilor de acumulare, cu excepţia acelora care servesc ca bazine de retenţie pentru apă potabilă, sînt folosite în scop de agrement. Extinderea mare a amenajărilor pe rîul Colentina are exclusiv acelaşi scop. Pe lacurile mai mari de acumulare este organizată chiar şi navigaţia locală, cum sînt Izvorul Muntelui, Vidraru, Strîmtori Firiza etc.

■

Coordonarea folosirii şi realizarea lucrărilor corective, de ameliorare, fac parte din politica statului nostru pentru utilizarea şi amenajarea apelor în economia naţională. Elaborarea unor proiecte pe măsura necesităţilor tuturor departamentelor interesate necesită o înţelegere ştiinţifică profundă şi o coordonare centralizată puternică.

PARTEA A DOUA
Hidrografia regională a României

CAPITOLUL XIV

Marea Neagră

În partea de sud-est, ţara noastră este mărginită pe o distanţă de 245 km de Marea Neagră, denumită în antichitate de către greci Pontus Euxinus (Marea primitoare). Ea a jucat aproape în toate timpurile un rol economic deosebit în istoria poporului român.

Suprafaţa Mării Negre este de 413 488 km² fără Marea Azov, care îi aparţine de fapt şi care poate fi considerată ca un imens golf, cu o suprafaţă de 38 000 km². Volumul de apă din depresiunea Mării Negre este de 529 950 km³, adîncimea sa medie atinge 1 282 m, iar cea maximă, care se află aproximativ în centrul geometric al depresiunii, 2 258 m (după datele mai vechi 2 211 şi — 2 245 m).

Marea Neagră este una dintre mările intracontinentale cele mai tipice de pe globul pămîntesc. Evoluţia sa geologică este strîns legată de paleogeografia zonei marginale sudice a marii platforme sarmatice şi de regiunile orogenetice ale Carpaţilor, Balcanilor, Anatoliei şi Caucazului, care au separat-o de Marea Mediterană. Ultima legătură între cele două mări s-a restabilit abia cu 6 000—7 000 de ani în urmă, prin îngusta strîmtoare de la Bosfor, prin Marea Marmara şi Dardanele.

Continentalitatea mării se datoreşte aportului mare de ape fluviatile, care sînt colectate de pe o suprafaţă de 2 400 734 km² (14) şi care îi imprimă un regim hidrologic, hidrochimic şi hidrobiologic specific, aparte de particularităţile Oceanului Planetar.

Privită în ansamblu, configuraţia fundului marin este simplă, observîndu-se o treptată adîncire a depresiunii pînă la centrul său geometric. Singurul element de relief de fund, care are o extensiune mai mare, este platforma continentală, şelful, care constituie circa o treime din depresiune. Aceasta se extinde mai ales la nord-vest de linia care uneşte imaginar capul Tarhankut al peninsulei Crimeea cu capul Kaliakra, din zona litorală bulgară. Brîul platformei continentale se continuă şi în partea sud-vestică şi sudică a depresiunii, pînă la capul Baba din Turcia, avînd însă o extensiune mai redusă (lăţimea în general sub 50 km). Prezenţa ei nu este semnalată în partea estică a depresiunii, unde adîncimile povîrnişului continental cresc rapid pînă la 1 000 — 1 500 m. Astfel, fundul mării din dreptul ţărmului românesc este caracterizat prin prezenţa platformei continentale, (cu adîncimi max. 200 m) dezvoltată pînă la o distanţă de circa 200 km în dreptul Deltei Dunării şi în jur de 80—90 km în dreptul localităţii Vama Veche, la graniţa cu R.P. Bulgaria. Singura insulă structurală din Marea Neagră

Insula Șerpilor (U.R.S.S), se găsește pe această platformă. Restul micilor insule, dintre care cea mai mare este Insula Sahalin, din dreptul gurii brațului Sf. Gheorghe, se formează pe cale acumulativă, din aluviunile aduse de Dunăre și de curenții marini.

ȚĂRMUL ROMÂNESC AL MĂRII NEGRE

Țărmul românesc se întinde de la brațul Musura din Delta Chiliei (la granița cu U.R.S.S.) pînă la Vama Veche (la granița cu R.P. Bulgaria).

Prin caracterele sale specifice, genetice, țărmul poate fi împărțit în două sectoare: la nord de capul Midia domină formele acumulative, deltaice,

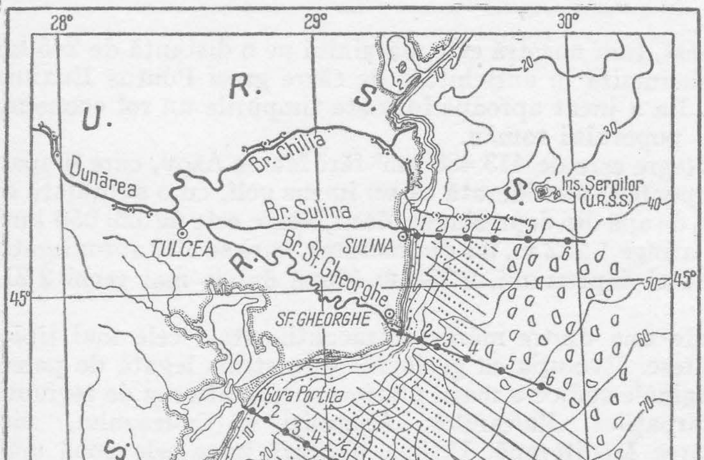


Fig. 64. Țărmul românesc și adîncimile în dreptul lui. Structura litologică a fundului mării după I.M.H. (280)

iar la sud de acest punct ţărmul capătă un caracter structural, modelat sub formă de faleză în urma acţiunii abrazive a mării în rocile calcaroase, gresoase, dominant sarmatice, acoperite la rîndul lor cu un strat gros de loess.

Lungimea sectorului acumulativ al ţărmului românesc este de 143 km (65% din lungimea totală a liniei de ţărm). Formele acumulative de ţărm, cordoanele litorale, sînt construite din aluviuni dunărene şi litorale transportate la sud de curenţii marini. Prin sedimentare, ele au obţinut forme mai mult sau mai puţin alungite în direcţia rezultantelor de acţiune ale apelor Dunării pătrunse în mare şi ale curenţilor marini şi se ridică abia cu 1—2 m deasupra nivelului mării, de la distanţă apărînd ca nişte fîşii lungi de limbi de nisip ; în dreptul Deltei Dunării ele se suprapun adeseori cu insulele de nisip mai extinse şi consolidate — grindurile (fig. 64).

Cordoanele litorale nu sînt formaţiuni permanente. Ele sînt supuse periodic acţiunii de abraziune a valurilor şi eroziunii curenţilor modificanţi, indicînd întotdeauna echilibrul dinamic momentan dintre acumulare şi abraziune.

În urma acestui proces de modelare, ţărmul acumulativ înregistrează variaţii de seamă pe sectoare în decursul unui an, al unui deceniu sau chiar secol.

Sectorul cu o permanentă înaintare a ţărmului este zona frontală a Deltei Chiliei, care pătrunde în mare cu 80—90 cm, în fiecare an. În ,,zona de adăpostire'' creată de ea se formează în golful Musura o nouă lagună, deocamdată slab conturată. Din cauza avansării rapide a frontului Deltei Chiliei, la sud nu se mai pot consolida grindurile şi cordoanele litorale. Formaţiunile acumulative existente sînt distruse uşor în timpul vînturilor puternice care bat din direcţia est-sud-est. Între anii 1950 şi 1957 de exemplu cordonul litoral pe acest sector a dispărut împreună cu o parte a micii aşezări Cardon, iar legătura pe uscat dintre satele de pe grindul Letea şi Sulina a fost întreruptă.

La sud de Sulina situaţia este asemănătoare, în parte probabil din cauza efectului de protecţie a digului de la Sulina, care pătrunde în mare pînă la o distanţă de 7 km şi deviază curenţii marini spre larg. Astfel, în zona gîrlei Imputita, în urma abraziunii, ţărmul a regresat în ultimii 50 de ani cu peste 2 000 m, adică în medie cu 43 m/an. Ţărmul este mai consolidat în dreptul grindului Sărăturile, pentru a deveni din nou regresiv la sud, spre Zaton-Gura Portiţei-gura Periboina-nordul grindului Chituc.

Spre sud de Capul Midia — cel mai înalt punct al litoralului — pe o distanţă de 85 km, domină sectorul ţărmului structural. Privit de la distanţă, ţărmul se ridică brusc din mare cu diferenţe de nivel care ating în medie 20—35 m. Acest aspect este însă întrerupt de o serie de golfuri reliefale, larg deschise spre mare, în care falezele urmăresc direcţia de scurgere a unor văi dobrogene. Aici sînt cantonate limanurile marine Taşaul, Techirghiol, Agigea, Tatlageac, Comorova şi Mangalia. Lacul Siutghiol, după cum se ştie, este un lac mai mult carstic. Geneza acestor lacuri, izolate de mare prin cordoane litorale, a fost conturată de C. Brătescu, care a stabilit patru faze caracteristice în formarea lor : a) faza de vale de rîu, sculptată în suportul loessului, urmărind înşeuările plăcii sarmatice, în care se adîncesc meandrele, cu un climat ploios ; b) faza cu climat stepic (interglaciarul Würm I, Würm II) cînd are loc depunerea loessului, iar rîurile au un debit

scăzut sau seacă ; c) faza cînd Dobrogea suferă o mişcare de lăsare şi văile rîurilor (bazinul inferior) sînt invadate de apele mării şi devin limane ; d) faza formării perisipurilor şi izolării de mare a limanurilor. Această acţiune are loc datorită curenţilor litorali.

Este interesant de amintit, că provenienţa materialului din cordoanele litorale şi plaje îşi lasă amprenta în caracterul lor granulometric: astfel cele aflate la nord de Constanţa, provenite mai ales din aluviuni dunărene, sînt fine, (dominînd cele cu diametrul sub 0,5 mm), iar cele din sud rezultate din materialul abradat din ţărmul structural, sînt mai grosiere, variind între 0,5 şi 3 mm.

Fundul Mării Negre, în dreptul litoralului românesc, este constituit din sedimente fluvio-marine şi marine, faciesurile schimbîndu-se de la nord la sud şi de la ţărm spre largul mării.

Depozitele fluviatile au o răspîndire maximă în dreptul gurilor de vărsare ale Dunării, unde fluviul îşi construieşte intens şi în permanenţă delta submarină. Totodată însă, aluviunile mai fine dunărene (în general între 0,01 — 0,25 mm) sînt transportate la mari distanţe, spre sud, de către curenţii marini care prin sedimentare formează un facies mîlos, pînă la sud de latitudinea oraşului Constanţa (v. fig. 64). Lăţimea acestei zone de sedimentare în larg, unde intensitatea depunerilor de aluviuni dunărene depăşeşte pe cea maritimă autohtonă, atinge 30—35 km (v. fig. 64). Peste limitele faciesului mîlos dunărean, fundul mării este constituit dintr-un facies cochilifer, autohton. Rocile de bază se ivesc pe o suprafaţă restrînsă, de circa 30—50 km în larg, socotit de la Techirghiol.

În urma efectului de sortare granulometrică a sedimentelor de către valuri şi a transportului mîlurilor de curenţi, în zona ţărmului acumulativ, cu extensiune pînă la Constanţa, se poate urmări o fîşie nisipoasă pînă la adîncimi de 15—20 m cu componenţi în jur de 0,05—1,5 mm diametru.

CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE APEI MĂRII NEGRE

Cercetările întreprinse asupra însuşirilor fizico-chimice ale maselor de apă din Marea Neagră au dovedit că acestea au o serie de particularităţi proprii în comparaţie cu acelea ale apelor Oceanului Planetar sau chiar şi faţă de apele mediteraneene. Aceste abateri se datoresc poziţiei intracontinentale a mării, afluxului foarte bogat de ape carbonatate, transportate de rîuri spre mediul de bază şi amestecului cu masele de apă levantine care pătrund prin Dardanele şi Bosfor din Marea Mediterană. Compoziţia chimică a celor două surse de apă este profund diferită, după cum se poate observa prin compararea apelor continentale cu cele marine (tabelul 26).

TABELUL 26

Compararea compoziţiei chimice a apelor continentale, a Mării Mediterane şi a Mării Negre

		Cl^-	Br^-	SO_4	HCO_3	$Na^+ + K^+$	Ca^{++}	Mg^{++}
Apele continentale	%	5,00	—	7,10	63,0	4,90	15,20	4,80
Marea Medit. (Marseille)	%	55,12	0,8	7,89	0,20	31,73	1,23	3,65
Marea Neagră	%	55,12	0,18	7,47	0,46	31,62	1,41	3,74

Astfel, în timp ce în apele provenite dinspre uscat elementele dominante sînt hidrocarbonații, calciul și magneziul, rezultați din dizolvarea rocilor continentale, în mare domină ionii de clor (55,12%), de natriu și potasiu (31,62%) și de sulfați (7,47%) elemente de bază întîlnite în general în mări și oceane. Datorită însă influenței mari a apelor continentale care alimentează marea, se observă o creștere de peste două ori a unor elemente în Marea Neagră față de Marea Mediterană și anume a cantității hidrocarbonaților, a ponderii calciului, magneziului și totodată o scădere a procentajului natriului și potasiului, precum și al sulfaților.

Prin urmare, va suferi modificări și ecuația de calcul a salinității totale pe bază de determinări de clor (după A. M. Arbuzov):

— ecuația valabilă pentru oceane: $S^0/_{00} = 0{,}030 + 1{,}8050$ Cl

— ecuația valabilă pentru M. Neagră: $S^0/_{00} = 0{,}255 + 1{,}7935$ Cl

Salinitatea apei (g/l sau $^0/_{00}$) variază, de asemenea, între limite largi, atît la suprafață cît și în adîncime. În Marea Neagră se diferențiază de fapt două tipuri de bază de mase de apă: în fund stagnează apele levantine provenite din Marea Mediterană, cu salinitate ridicată (în jur de 20—22 $^0/_{00}$) deasupra cărora plutesc apele mai îndulcite, cu o salinitate în jur de 15—19$^0/_{00}$.

În repartizarea zonală a salinității de suprafață se poate observa că în partea de nord și vest, datorită aportului mai mare al apelor continentale, salinitatea este mai redusă. În aceste părți ale Mării Negre, salinitatea scade sub 18$^0/_{00}$ în golful Odessei, iar în zona de vărsare a Dunării ajunge sub 15$^0/_{00}$. În partea sudică a acvatoriei Mării Negre temperatura aerului și evaporația sînt mai ridicate, afluxul apelor continentale fiind mai redus decît în nord. Prin urmare, aici vom întîlni mase de apă cu salinitate ceva mai ridicată, în jur de 18—19$^0/_{00}$ (fig. 65).

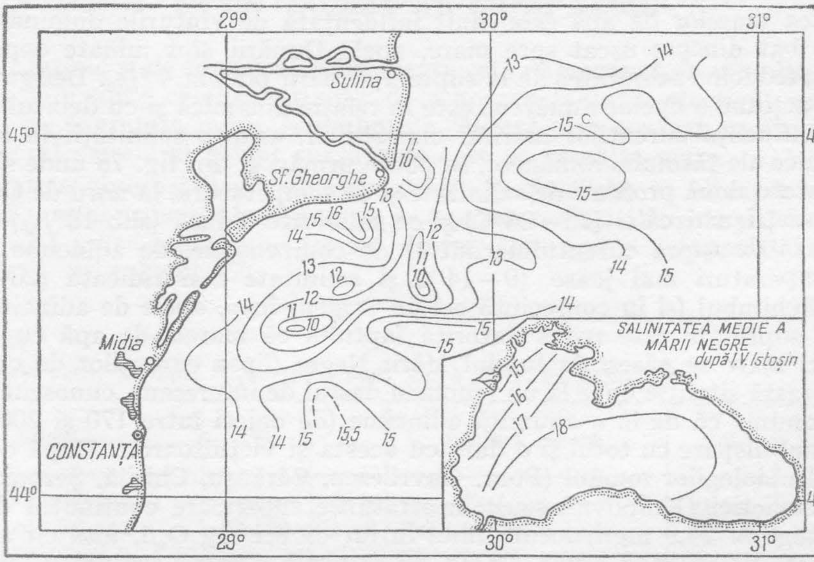


Fig. 65. Salinitatea apei în dreptul țărmului românesc și în ansamblu (276,79).

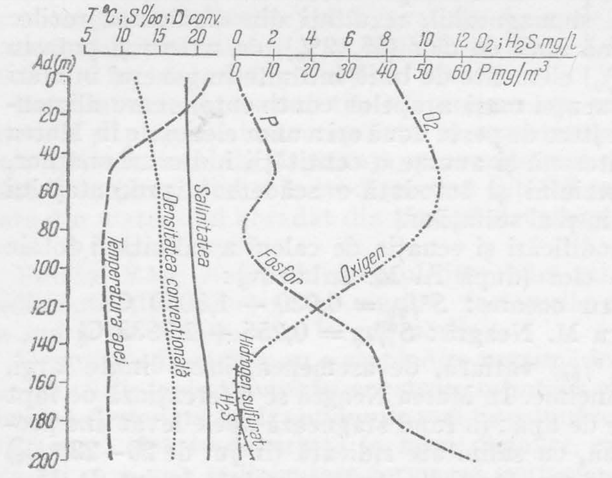


Fig. 66. Variația unor elemente și a conținutului de gaze cu adîncimea în Marea Neagră (79).

În zona litoralului românesc se resimte puternic influența apelor Dunării, care în condițiile dinamice, specifice zonei de vărsare, determină o puternică variație, atît a salinității cît și a compoziției chimice. Masele de apă dunărene influențează hidrochimismul mării pînă la o distanță de 50—100 km de la țărm spre larg și pînă la latitudinea sudică de graniță. În apropierea Deltei, apele se mențin aproape dulci, însă la distanța de 1—2 km de la țărm, salinitatea atinge în mod normal $12^0/_{00}$. Apele îndulcite plutesc la suprafața mării într-un strat de 1—3 m grosime, și au o densitate convențională de 8—15 (cu amplitudini de 2—4) ; la adîncimi mai mari, densitatea apei crește pînă la $25^0/_{00}$.

În ultimele decenii, ca urmare a cercetărilor intense s-a constatat că varietatea maselor de apă este mult influențată de vînturile dominante. Cînd ele bat dinspre uscat spre mare, apele Dunării sînt mînate departe spre est, reducînd salinitatea de la suprafața mării pînă la $4\ ^0/_{00}$. Desigur că sfera de acțiune a apelor dunărene este în relație dinamică și cu debitul fluviului.

Influența curenților marini, mai stabili, asupra salinității în sectoarele sudice ale țărmului românesc, se poate urmări și din fig. 75 unde sînt reprezentate două profiluri de salinitate și de temperatură, la nord de Constanța. Curenții mai calzi (25—26 °C) și cu salinitate redusă (sub $18\ ^0/_{00}$) se localizează deasupra curentului contrar de compensație, de adîncime, care are temperaturi mai joase (9—14 °C) și salinitate mai ridicată ($20-22\ ^0/_{00}$).

Schimbul (și în consecință cel de oxigen) între apele de adîncime și cele de suprafață este redus datorită faptului că masele de apă cu densitate mai mare se găsesc la fundul Mării Negre (lipsa curenților de convecție). Această situație duce la un fenomen destul de interesant, cunoscut de mult, și anume că de la o anumită adîncime (de obicei între 170 și 200 m) oxigenul dispare cu totul și o dată cu acesta și viețuitoarele. După cercetările hidrobiologilor români (Pora, Gavrilescu, Cărăușu, Chirilă, Șerpoianu, ș.a.) și sovietici (Knipovici ș.a.), în straturile superioare conținutul de oxigen ajunge la 14,9 mg/l, media fiind în jur de 9,1 mg O_2/l, însă cu adîncimea aceste valori scad brusc. În fig. 66 se poate observa preluarea locului oxigenului, la adîncimi mai mari, de hidrogenul sulfurat (H_2S), a cărui canti-

tate crește spre fund. Această zonă este accesibilă numai bacteriilor anaerobe.

Menționăm însă că oceanografii sovietici (79) nu sînt de acord cu stagnarea completă a maselor de apă de la fundul Mării Negre, dovedind că în nordul acvatoriei apele răcindu-se în mare măsură, densitatea apelor la suprafață crește mult creîndu-se unele condiții pentru scufundarea maselor de apă. De asemenea, masele de apă care sosesc în permanență prin Bosfor în Marea Neagră, cu o salinitate ridicată (în jur de 26 ‰ și temperatura în jur de 13° C), completează mereu volumul maselor de apă levantine de la fund; deci dacă presupunem un echilibru stabil între acestea și apele îndulcite de la suprafață, atunci presupunem și un schimb oarecare între ele. Aceste schimburi însă nu au o intensitate atît de mare încît să asigure alimentarea cu oxigen a maselor de apă din adîncime. Pe de altă parte, schimburile care ar putea exista în partea estică a acvatoriei nu pot influența echilibrul existent în zona litoralului românesc, unde contrastele dintre masele levantine și apele îndulcite de la suprafață sînt cele mai accentuate, din cauza aportului apelor dunărene, deci a salinității reduse.

În variația salinității se observă și periodicități intraanuale. Salinitatea medie cea mai ridicată în zona litoralului (17—18‰) se observă de obicei toamna și iarna, cînd debitele Dunării sînt cele mai reduse, iar minimele (în jur de 12‰) apar în timpul apelor mari ale fluviului și anume în aprilie și mai. Aceste variații intense însă afectează numai stratul superior de 2—5m. La adîncimi mai mari, variațiile sînt mai reduse, salinitatea medie rămînînd aproape permanent peste 17 ‰. Spre sud, o dată cu scăderea influenței apelor dunărene, scad, de asemenea, și amplitudinile de variație ale salinității.

REGIMUL TERMIC ȘI DE ÎNGHEȚ AL MĂRII NEGRE

Regimul termic și de îngheț al Mării Negre este determinat de o mulțime de factori, cum sînt: căldura primită de la Soare—radiația efectivă, evaporația de pe suprafața mării, schimbul de căldură prin contact cu atmosfera și efectul caloric al apelor curgătoare care se varsă în mare.

După datele observațiilor, publicate de V. V. Șuleikin, în bilanțul termic al mării, rolul principal le revine, pe de o parte, radiației directe și difuze, iar pe de altă parte schimbului termic dintre aer—apă și evaporației de la suprafață (v. tabelul 27).

TABELUL 27

Bilanțul termic anual al Mării Negre (pe 1 cm²) (după V. V. Șuleikin)

Căldura primită	Cal.	%	Căldură cedată	Cal.	%
Radiația directă și difuză	82 000	88,2	Evaporația apei	71 000	76,3
Schimb termic aer-apă	11 000	11,8	Schimb termic apă-aer	22 000	23,7
	93 000	100		93 000	100

Temperatura medie anuală a apei în sectorul românesc al Mării Negre variază în jur de 12—14°C, depăşind cu 2—3°C temperatura medie a aerului.

În timpul iernii, în nordul Mării Negre domină masele reci de aer continental. Destul de frecvente sînt cazurile cînd temperatura apei scade sub 0°C, atingînd — 1°C în zona litorală şi în jur de 0°C la 30—50 km distanţă de ţărm. În iernile deosebit de aspre (1928—1929, 1953—1954) se formează în golful Odessei şi în zona ţărmului românesc, pînă la o distanţă de 15—20 km de la mal, straturi de gheaţă marginală cu o grosime în jur de 15—20 cm (v. fig. 67). Sloiurile plutitoare care se găsesc la marginea ,,banchizei'' de gheaţă sînt transportate de către curenţii marini departe spre sud. Spre centrul mării, în schimb, domină iarna masele de apă mai calde, care ating în medie circa 6—9°C. În iernile mai blînde nici în zona ţărmului românesc nu scade temperatura apei sub 0°C, iar fenomenele de îngheţ lipsesc. Absenţa lor totală se observă în 30—40 de cazuri în decursul a 100 de ani.

Perioada cu bilanţul termic pozitiv are loc între lunile martie-august, cînd acesta îşi schimbă sensul. În luna mai temperatura apei la suprafată atinge în medie 13°C, crescînd treptat pînă în luna iulie, cînd media lunară ajunge la 24—25°C în zona litorală şi pînă la 22°C în partea centrală a mării. Această diferenţă se datoreşte influenţei uscatului, care se încălzeşte mai puternic şi cedează căldura apei în zona tangentă cu el (pînă la 5—10 m adîncime). În luna august, situaţia se menţine aproape identică cu cea din iulie (fig. 68) ; scăderile esenţiale a temperaturii se observă abia în septembrie.

Stratificaţia termică a Mării Negre este cea mai accentuată în perioada caldă a anului. Încălzirea apelor se observă însă numai în stratul superficial de 25—50 m (stratul activ), în care diferenţele de temperatură ating în iulie 15°C. La adîncimi mai mari de 100—150 m, temperatura apei rămîne constantă în tot timpul anului, în jur de 8,1—9,1°C, coincizînd cu temperatura apei de la suprafaţă din perioada cea mai rece a iernii (situaţie similară cu cea observată în Marea Mediterană şi Marea Roşie).

Homotermia din martie se transformă rapid în stratificaţie directă, iar adîncimea încălzirii rămîne mică (stratul superficial de 15—20 m). Din iulie-august începe răcirea de la suprafaţă, dar schimbul termic cu straturile mai adînci continuă şi în septembrie şi octombrie, cînd încălzi-

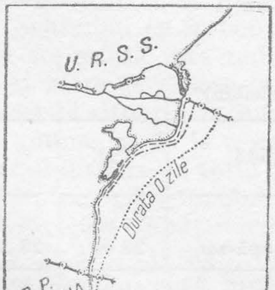
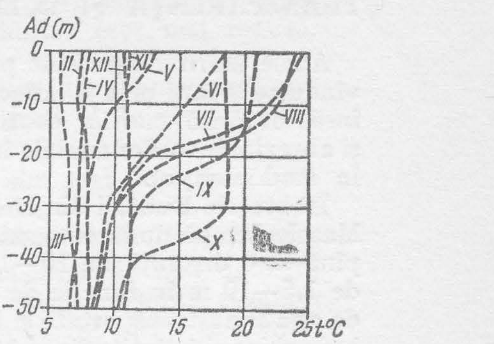


Fig. 67. Repartiţia fenomenelor de îngheţ în anii cu ierni continentale accentuate în dreptul ţărmurilor Mării Negre (276).

Fig. 68. Variația temperaturii apei Mării Negre cu adîncimea. Medii lunare. (1955-1.C.P).



rea maximă (de circa 17—18°C) atinge adîncimile cele mai mari (35—40 m). Revenirea la starea de iarnă se face abia prin homotermia de la sfîrşitul lui noiembrie — începutul lui decembrie (fig. 68).

Adîncimea maximă a încălzirii apelor în perioada de vară şi respectiv a răcirii lor iarna, își lasă amprenta asupra regimului termic timp de 8—10 luni după fenomenul respectiv, datorită inerției schimbului termic reprezentat de mediul acvatic. O bună ilustrare a acestui fenomen ne poate oferi stratificarea termică dintre anii 1952 şi 1954. Vara anului 1954 a fost mai călduroasă decît vara anului 1952, însă la adîncimi mai mari de 15 m, temperatura apei în 1954 a fost cu 4—6°C mai scăzută decît în 1952. Aceasta se explică prin faptul că iarna 1953—1954 a fost deosebit de aspră.

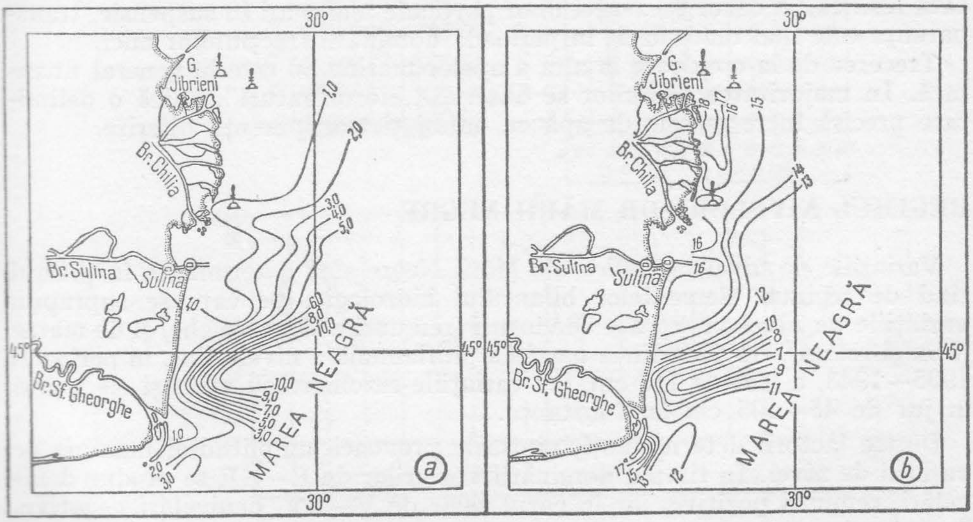


Fig. 69. Influența apelor dunărene asupra transparenței (a) şi culorii apei (b) Mării Negre (276).

TRANSPARENȚA ȘI CULOAREA APEI

Apele Mării Negre sînt puternic transparente, discul lui Secchi observîndu-se în larg pînă la adîncimea de 20—30 m. În zona litoralului românesc însă, datorită marilor cantități de aluviuni dunărene aflate în suspensie și abraziunii rocilor friabile în sectorul falezelor, transparența apei se reduce în mod esențial.

În brațele Dunării din Deltă, transparența apei este de circa 0,5—0,8 m. Masele de apă dunărene, galbene de aluviuni, pătrunzînd în mare de obicei pînă la o distanță de 10—15 km, provoacă o transparență redusă, în jur de 1,5—10 m în funcție de sistemele fracționare de amestec. Aceste mase de apă fiind transportate și împrăștiate în evantai departe spre sud, contribuie chiar și la latitudinea Mangaliei la scăderea transparenței, care la țărm este în jur de 6 m, dar spre larg crește pînă la 16 m.

Culoarea apei variază de la cea albastră-verzuie (scara internațională, V—VI) la cea verzuie-albăstruie (VII—VIII), verzuie (IX—X), verzuie-gălbuie (XI—XII), gălbuie-verzuie (XIII—XIV), galben închis (XV—XVI) și chiar brună-gălbuie (XVII—XVIII). Desigur, culorile scării internaționale între gradele XIII și XVIII sînt puternic influențate de aluviunile dunărene în suspensie, ele localizîndu-se mai ales în zona de vărsare a fluviului și spre sud, în zona de țărm. La sud de Capul Midia, de obicei domină apele marine verzui și verzui-albăstrui (VII—X). Culorile albăstrui-verzui și verzui-albăstrui domină mai ales în timpul apariției ,,holodnicului" sau în cazul unor curenți proveniți dinspre largul mării. Periodicitatea acestora nu este stabilită suficient de exact, însă s-a observat că în zona de vărsare a Dunării există o legătură între direcția vînturilor și culoarea apei. În timpul vînturilor care bat dinspre uscat, masele de apă galbene, dunărene, pătrund spre larg, iar în cazul invers, apele gălbui-verzui se localizează în apropierea fîșiei de țărm. Desigur, între culoarea apei și transparență există o strînsă legătură deoarece cauza care le provoacă este identică. Se constată însă că, în cazul prezenței unor particule mai mari în suspensie, transparența este mai mare decît în perioada dominării fracțiunilor mici.

Trecerea de la o culoare la alta a apelor marine nu este în general nuanțată. În majoritatea cazurilor se observă ,,hidrofronturi", adică o delimitare precisă între masele de apă cu culori și transparență diferite.

REGIMUL NIVELURILOR MĂRII NEGRE

Variațiile de nivel periodice ale Mării Negre sînt determinate în primul rînd de regimul elementelor bilanțului hidrologic, pe care se suprapun variațiile de nivel provocate de vînturi (remuuri eoliene, seiche) și de maree (flux și reflux). Amplitudinea maximă plurianuală a nivelurilor, în perioada 1935—1943, a fost de 113 cm, iar variațiile sezoniere au atins și ele valori în jur de 45—105 cm la Constanța.

Dintre factorii determinanți, vînturile provoacă amplitudini maxime de variații de nivel. În timpul dominării vînturilor de E—NE se produc denivelări, remuuri pozitive, iar în cazul celor de V—NV, denivelări negative. În primul caz se acumulează mase de apă importante în zona de țărm, producînd ridicarea nivelurilor cu 80—100 cm la Vîlkov — URSS (perioada

de observaţie: 1945—1960), 53 cm la Sulina, 80 cm la Constanţa. În cazul denivelărilor negative, scăderea maximă a nivelurilor este mai redusă, de circa 40—60 cm.

Dependenţa creşterilor şi descreşterilor nivelurilor de acţiunea eoliană de viteza şi direcţia vîntului, este sintetizată în graficul de corelaţie din fig. 70.

Variaţiile periodice diurne provocate de maree sînt mai puţin perceptibile datorită caracterului închis al acvatoriei maritime. Ele au o amplitudine care variază în jurul a 8—12 cm, cu o perioadă medie de 12 h, 25 min.

Seichele, variaţiile periodice de pendulare a maselor de apă datorită vînturilor şi diferenţelor de presiune atmosferică, sînt mai puţin studiate pentru sectorul românesc. Unele variaţii periodice există totuşi în timpul vînturilor puternice, după cum se reflectă în curba sinusoidală din fig. 70.

Variaţiile periodice de nivel ale Mării Negre, considerate de ,,bază'', se datoresc însă regimului elementelor bilanţului hidrologic, dintre care cele mai importante sînt cele cuprinse în tabelul 28.

În primul rînd trebuie subliniată influenţa afluxului de apă venită dinspre continent, care reprezintă circa 54% din totalul schimbului anual din bilanţ. Dintre resursele de ape continentale, aportul cel mai mare îl are

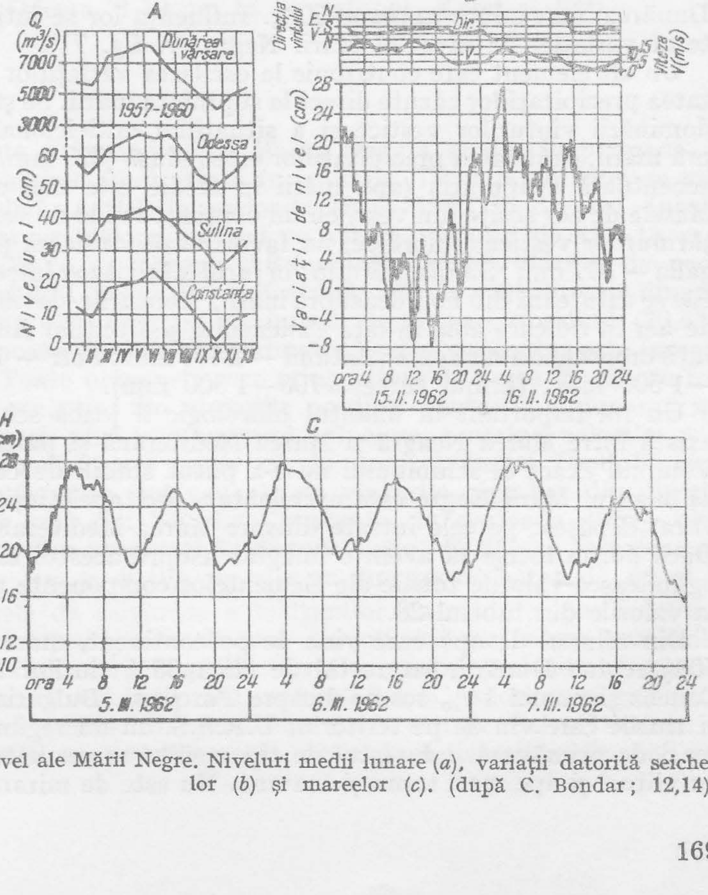


Fig. 70. Variaţiile de nivel ale Mării Negre. Niveluri medii lunare (*a*), variaţii datorită seichelor (*b*) şi mareelor (*c*). (după C. Bondar; 12,14).

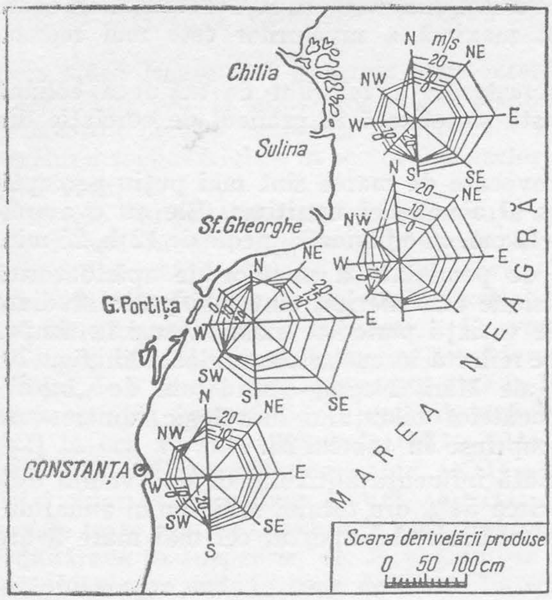


Fig. 71. Variațiile denivelărilor produse de vînturi (276).

Dunărea, care aduce aproape 50%. Influența lor se întipărește și în caracterul variației de nivel al Mării Negre (v. fig. 71).

Un alt element care contribuie la oscilarea variațiilor de nivel este cantitatea precipitațiilor căzute direct la suprafața mării. Se știe însă că din cauza dominării vînturilor vestice și a situațiilor anticiclonale frecvente deasupra mării, cantitatea precipitațiilor este redusă (320 mm/an), fiind în schimb accentuată evaporația (apa mării în medie este mai caldă decît aerul!). Masele de aer sosite din vest, cu un conținut redus de vapori de apă în zona țărmurilor vestice și nordice, nu favorizează formarea precipitațiilor (Mangalia — 377 mm ; Sulina 359 mm ; în jurul Mării Azov între 285 și 470 mm/an). Ele se saturează din nou deasupra mării, fronturile devin active, iar masele de aer în ridicare abia în fața Caucazului și Munților Anatoliei dau precipitații orografice abundente (Batumi — 2 500 mm ; Poti — 1 600 mm ; Suhumi — 1 500 mm ; țărmul turcesc 700—1 500 mm).

Un rol important în bilanțul hidrologic îl joacă schimbul de ape care există între Marea Neagră și Marea Mediterană și parțial cu Marea Azov. Volumul exact al schimbului nu s-a putut stabili deocamdată, dar se știe că bilanțul Mării Negre este excedentar, deci apele ieșite (mai ales primăvara) depășesc pe cele intrate dinspre Marea Mediterană (mai ales iarna). Dacă dorim totuși să avem o imagine asupra acestui bilanț în care să se oglindească valorile zonale ale elementelor componente principale, ajungem la valorile din tabelul 28.

Din afluxul de apă care vine de pe continent, marea majoritate, circa 50% revine Dunării, iar restul de circa 36% rîurilor Platformei Ruse și Caucaz și numai 14% sosesc dinspre Turcia și Bulgaria. Dunărea precum și rîurile care vin de pe teritoriul U.R.S.S. au un regim pronunțat cu ape mari de primăvară, iar restul de tip mediteranean sau submediteranean, cu viituri și ape mari iarna și toamna. Nu este de mirare faptul că în regi-

TABELUL 28

Bilanțul hidrologic al Mării Negre

Sursele apelor intrate	km³	mm	Sursele apelor ieșite	km³	mm
Scurgerea continentală în M. Neagră	404*	895	Scurgerea prin Bosfor spre M. Mediterană	348	770*
Precipit. atmosferice.	145**	320	Evaporație	403	881
Scurgere din M. Medit. prin Bosfor	202**	446			
Total:	751	1 651		751	1 651

* După C. Bondar (12, 14)
** După I. Zenchevici (271)

mul de niveluri al mării se oglindește regimul rîurilor nordice și mai ales al Dunării, cu maxime în mai-iunie și minime toamna. C. Bondar care a ilustrat foarte bine acest fenomen a calculat totodată și cota de niveluri care corespunde unor volume de 10 km³ de ape intrate din Dunăre în mare (12). Ele provoacă ridicări de niveluri de ordinul 1,63 cm pe litoralul românesc, 1,80 cm la Odessa, 1,10 cm la Sevastopol, Kerci și Poti.

VALURILE

Marea majoritate a furtunilor pe Marea Neagră au loc în perioada de iarnă, frecvența maximă fiind atinsă în ianuarie. Direcția de formare este în general cea sudică. Astfel, în perioada 1954—1959 în dreptul Insulei Șerpilor s-au observat 996 de furtuni cu viteza vîntului de 12—18 m/s, 49 cu 18—22 m/s, 31 cu 22—28 m/s și 8 furtuni cu viteza vîntului de peste 28 m/s. Din totalul de 1 084 cazuri de furtună, 566 au avut direcția dinspre N și NE și 202 din NV, ceea ce ne indică dominarea absolută (70,5%) a vînturilor furtunoase nordice. Aproximativ același procentaj este înregistrat și la Sulina. Toate uraganele care ating viteze de peste 28 m/s au fost înregistrate, fără excepție, din direcțiile nordice. Vînturile acționează numai la suprafața apei, pînă la o anumită adîncime, generînd valurile.

Din măsurătorile efectuate reiese că, în dreptul Deltei Dunării circa 50% din valurile formate sînt cauzate de vînturile care bat din direcția NE, iar restul de cele din SE. La Constanța, în perioada 1959—1961, din totalitatea valurilor observate în sectorul estic, 59,2% au fost generate de vînturile de N, NE și 40,8% de cele cu direcția de bătaie E, SE și S.

Urmărind curbele de asigurare a înălțimilor și a valorilor perioadelor la Constanța și Jibrieni, se poate observa dezvoltarea mai mare a valurilor în sectorul deschis al mării (fig. 72). La Constanța, perioada maximă a valurilor depășește 10 s și înălțimea maximă 3,4 m, valori ce se pot generaliza în linii mari pentru întregul sector de la sud de Delta Dunării. În dreptul Deltei, înălțimea valurilor este mai redusă datorită adîncimii mai mici a mării.

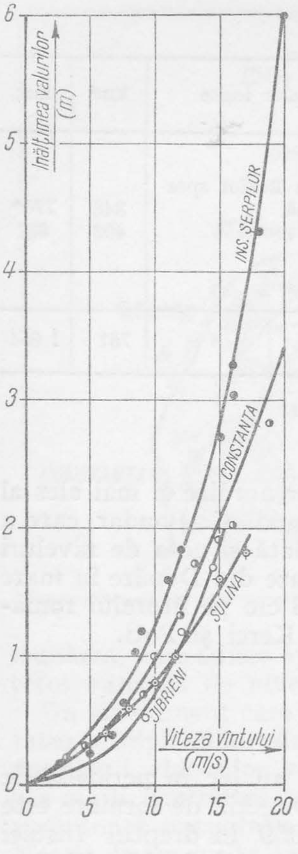


Fig. 72. Graficele corelaţiei dintre viteza vîntului (*V.m*/s) şi înălţimea valurilor (3, 280).

În dreptul litoralului românesc valurile cele mai mari se formează în urma vînturilor estice. După cum reiese din observaţii un vînt de 13 m/s provoacă valuri de 2,2 m înălţime — dacă bate din est, 1,6 m dacă bate din nord, 1,2 m dacă bate din sud şi 0,6 m dacă bate din vest. În dreptul Constanţei valurile eoliene — după C. Bondar — au o frecvenţă de 78%, iar valurile de hulă 11,8%.

CURENŢII MARINI

Prezenţa curenţilor marini în dreptul litoralului românesc, a fost semnalată încă din antichitate. Astfel, Pliniu cel Bătrîn observă existenţa unor curenţi fluviali în dreptul Deltei Dunării, pe care îi descrie în lucrarea sa *Historia naturalis*. Studiul sporadic al curenţilor începe însă abia din secolul trecut. În anul 1862, inginerul englez Ch. Hartley pe baza cercetărilor efectuate, arată că în partea vestică a Mării Negre, din cauza predominării vînturilor nordice, se formează curenţi cu direcţia N—S, care se observă şi în perioada de calm în faţa Deltei Dunării. În timpul dominării vînturilor sudice însă situaţia se inversează, curentul nordic dispare şi locul lui este

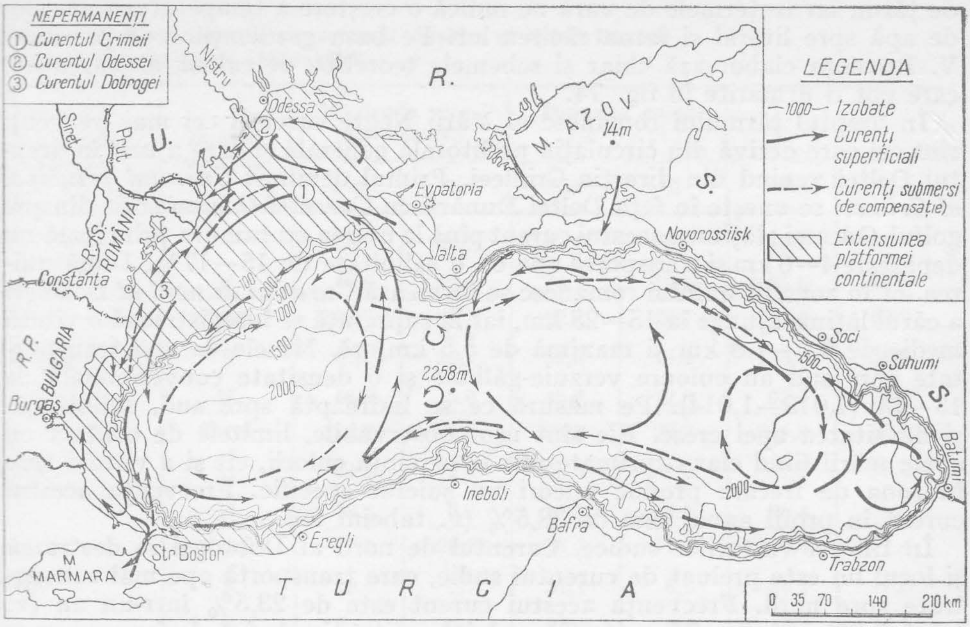


Fig. 73. Marea Neagră. Zone de adîncime; sisteme de curenți.

preluat de un curent slab cu direcția S—N. Existența unui curent sudic a fost observată și de I. B. Spidler și de F. F. Vranghel (între 1890—1891). Prima hartă a curenților Mării Negre a fost întocmită de N. N. Knipovici în 1933, care rămîne valabilă în linii mari și în zilele noastre. Alte cercetări se mai efectuează și de Serviciul hidrografic al Flotei militare maritime între 1927 și 1929. Rezultatele obținute sînt folosite de R. Ciocîrdel pentru elaborarea unui studiu de sinteză (31). Între 1934 și 1937 E. Grecescu și N. Gavrilescu observă un curent sudic de suprafață și un contracurent de adîncime.

Cercetarea sistematică a curenților marini din dreptul țărmului românesc este începută după anul 1950 de către I.C.P., Flota maritimă militară, Academia R.S. România, Comitetul de Stat al Apelor. Numeroase studii asupra problemelor de detaliu și de sinteză sînt publicate de N. Gavrilescu, I.C. Petrescu, N. Ionescu, Gh. Șerpoianu, Al. Popovici, C. Bondar, V. Rovența, H. Skolka ș.a.

Tratînd problema sub aspectul frecvenței maxime a curenților se poate accepta schema generală existentă, conform căreia în acvatoria Mării Negre există un curent principal, circular, care urmărește zonele de țărm în sensul opus mișcării acelor de ceasornic. Datorită îngustării bazinului între peninsula Crimeea și Anatolia, se formează două circuite secundare (fig. 73). Acești curenți de suprafață transportă în general ape mai dulci, înconjurînd două regiuni halistatice cu salinitate mai mare. Îndulcirea apelor la periferia acvatoriei se datorește mai ales apelor continentale. Ele au totodată și o variație termică mai accentuată din cauza contactului cu uscatu. Astfel, de la centrul zonelor halistatice, izohalinele coboară în adîncime spre zonele

de ţărm, iar izotermele de vară ne indică o creştere a temperaturii maselor de apă spre litoral şi iarna răcirea lor. Pe baza gradienţilor de presiune, V. Roventa elaborează chiar şi schemele teoretice de calcul al curenţilor care pot fi urmărite în fig. 74.

În dreptul ţărmului românesc al Mării Negre curenţii cei mai frecvenţi sînt cei care derivă din circulaţia prelitorală generală şi care ajung în dreptul Deltei venind din direcţia Crimeei. Primul denumit *Curentul principal al Crimeei* se uneşte în faţa Deltei Dunării cu *Curentul Odessei* sosit dinspre golful Odessei ; lăţimea acestui curent pînă la unirea cu ramura principală nu depăşeşte 4—6 km şi transportă ape cu o salinitate de 15—17‰. După unirea lor în zona litoralului românesc se formează *Curentul de nord al Dobrogei* a cărui lăţime ajunge la 15—25 km, iar la suprafaţă se înregistrează o viteză medie de 0,9—1,8 km şi maximă de 5,5 km/oră. Masele de apă transportate spre sud au culoare verzuie-gălbuie şi o densitate convenţională de 13—14 (1,013—1,014). Pe măsură ce se îndreaptă spre sud, salinitatea şi densitatea apei cresc. Ele sînt uşor observabile, limitele de contact cu apele mării fiind clar exprimate atît în privinţa culorii, cît şi a vitezei care în zona de frecare produc uneori un şuierat specific. Frecvenţa acestui curent în profil anual este de 38,5% (v. tabelul 29).

În timpul vînturilor sudice, Curentul de nord al Dobrogei se destramă şi locul lui este preluat de curentul sudic, care transportă ape mai concentrate spre nord. Frecvenţa acestui curent este de 23,5% într-un an (v. tabelul 29). În fig. 75 poate fi urmărită o situaţie clasică de formare concomitentă a curentului nordic, predobrogean, cu ape mai calde şi mai dulci (vara) şi a curentului de compensare în adîncime cu temperaturi reduse (9—13 °C) şi salinitate ridicată (21‰).

Curenţii de fund sau de adîncime pot avea aceeaşi direcţie ca şi cei de suprafaţă (curenţi unici) sau pot să fie de compensare (dubli) cu sens opus

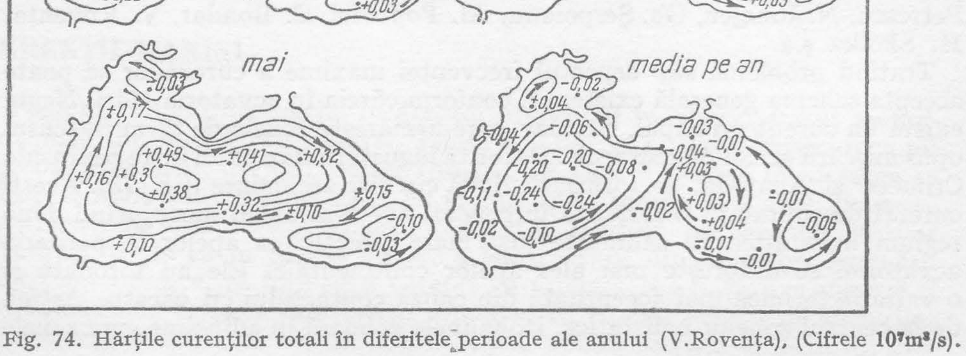


Fig. 74. Hărţile curenţilor totali în diferitele perioade ale anului (V.Roventa), (Cifrele $10^7 m^3/s$).

TABELUL 29

Frecvenţa medie a curenţilor în sectorul maritim al Deltei Dunării (3, pg. 278) în perioada 1952–1959

Caracterul curenţilor	Direcţia curenţilor	Perioada rece (oct.–mart.)		Perioada caldă (apr.–sept.)		Anual	
		Zile	%	Zile	%	Zile	%
Superficiali	S	82,8	22,7	57,5	15,8	140,3	38,5
	N	45,9	12,6	39,7	10,9	85,6	23,6
	Total	128,7	35,3	97,2	26,7	225,9	62,0
De fund	S	81,9	22,4	51,5	14,1	133,4	36,5
	N	46,8	12,9	45,7	12,6	92,5	22,5
	Total	128,7	35,3	97,2	26,7	225,9	62,0
Unici	S	54,8	15,0	26,4	7,2	81,2	22,2
	N	18,8	5,2	14,6	4,0	33,4	9,2
	Total	73,6	20,2	41,0	11,2	114,6	31,4
Dubli	S	28,0	7,7	31,1	8,6	59,1	16,3
	N	27,1	7,4	25,1	6,9	52,2	14,3
	Total	55,1	15,1	56,2	15,5	113,3	30,6

de deplasare. Frecvenţa medie a lor poate fi urmărită, de asemenea, în tabelul 29. Ei au salinitate ridicată (21–22‰) şi o temperatură relativ redusă vara (11–16°C) şi ridicată iarna (8–15°C).

Adîncimea curenţilor eolieni este variabilă. Cei de suprafaţă antrenează masele de apă pe o grosime de 15–40 m, iar cei de fund acţionează pînă la 100–150 m adîncime.

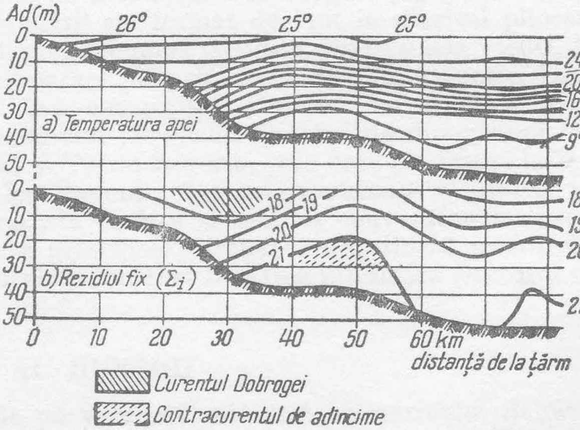


Fig. 75. Profil termic şi de salinitate în situaţia unor sisteme de curenţi în dreptul Constanţei (28–29.VII.1953 – I.C.P).

Curenţii eolieni au un efect puternic şi asupra formării ţărmului, mai ales în sectorul acumulativ. Curenţii sudici atacă, mai ales, grindurile din sudul Deltei (ce închid şi Razelmul), iar cei nordici, în combinaţie cu curenţii fluviatili ai Dunării, modelează partea frontală a Deltei.

Curenţii fluviatili din faţa Deltei, la debite medii şi în timpul perioadei calme, pătrund în mare pînă la 2—6 km. După constatările lui C. Bondar gradienţii de stingere ai curenţilor din faţa braţelor Prorva, Potapov, Bistrîi, Stambului Vechi, Sulina şi Sf. Gheorghe variază între 4—11 cm/s, la fiecare 100 m. În adîncime stingerea curenţilor fluviatili este şi mai accentuată, producîndu-se totodată şi un contracurent de compensaţie care are viteza pînă la 11—13 cm/s. Este interesantă însă constatarea lui C. Bondar şi V. Rovenţa cu privire la existenţa unui raport direct între viteza curenţilor de litoral şi debitul vărsat de fluviile mari în Marea Neagră, în diferitele perioade ale anului (16).

■

Deşi studiul oceanografic al Mării Negre (cu excepţia hidrobiologiei) nu are tradiţii deosebite, rezultatele cercetărilor întreprinse în ultimele două decenii au dus în ţara noastră la numeroase rezultate ştiinţifice interesante, care contribuie la exploatarea şi mai raţională a *zonei litoralului românesc.*

La aceasta adăugăm oraşele maritime care pe lîngă faptul că sînt adevărate ,,porţi'' prin care se desfăşoară traficul pe calea apelor, către şi dinspre marile porturi ale lumii, au devenit şi importante centre industriale. Dezvoltarea oraşului Constanţa şi a regiunii litorale s-a realizat prin valorificarea complexă a cadrului natural local, prin construcţia unor importante obiective industriale prin extinderea şi continua modernizare a activităţii turistice.

CAPITOLUL XV

Fluviul Dunărea

Dunărea ca importantă arteră de navigaţie, uneşte statele din Europa Centrală cu cele din sud-estul continentului. Culegîndu-şi afluenţii de pe un teritoriu de 805 300 km², ceea ce reprezintă 8% din suprafaţa Europei, ea este totodată şi cel mai important afluent al Mării Negre. Bazinul său hidrografic se extinde departe spre vest, pînă în regiunea centrală a Alpilor şi a R. F. a Germaniei — în Munţii Schwarzwald (Pădurea Neagră). Afluenţii săi mari îşi culeg izvoarele de pe teritoriul Austriei, drenînd în cursul lor o parte din Elveţia, R. S. Cehoslovacă, R. P. Polonă, R. P. Ungară (în întregime), R. S. F. Iugoslavia, R. P. Bulgaria, R. S. România, U.R.S.S. Lungimea cursului principal este de 2 860 km, din care pe o distanţă de 1 075 km curge prin sudul ţării noastre culegîndu-şi afluenţii de pe o suprafaţă ce reprezintă aproape o treime din bazinul hidrografic dunărean. Căderea totală a fluviului de la Donaueschingen pînă la vărsare este de 678 m, ceea ce corespunde unei pante medii de 25 cm/km.

Fluviul străbate în cursul său ţinuturi muntoase, de podiş şi de cîmpie. Masivele muntoase aparţin în bună parte sistemului alpino-dinaric-carpatico-balcanic, iar în zona de izvoare, pe stînga cursului, munţilor hercinici. Majoritatea afluenţilor de seamă ai Dunării provin dinspre aceste masive muntoase unde condiţiile de umiditate sînt bogate (fig. 76).

Cursul principal al Dunării s-a format de fapt la sfîrşitul pliocenului şi începutul cuaternarului, prin drenarea lacurilor din bazinele Vienei, Panonic şi Pontic, care au fost separate prin ridicarea lanţului carpatic. În locurile unde munţii i-au stat de-a curmezişul, Dunărea i-a străpuns săpîndu-şi renumitele porţi ale Devinului (Bratislavei), chei de dimensiuni mai mici şi defileele dintre Baziaş şi Turnu Severin, prin care s-a scurs, la începutul pleistocenului, marele lac Panonic. Catenele muntoase alcătuite, în general, din roci dure, reprezintă de fapt şi limitele convenţionale care împart Dunărea în trei sectoare principale: Dunărea superioară (sectorul alpin), Dunărea mijlocie (sectorul Panonic) şi Dunărea inferioară (sectorul carpato-pontic).

CURSUL SUPERIOR AL DUNĂRII

Dunărea izvorăşte de pe versantul oriental al masivului Schwarzwald, de sub vîrful Kandel (1241 m). Ca punct de izvor este considerat, în mod convenţional, confluenţa de la Donaueschingen a celor două pîraie Breg

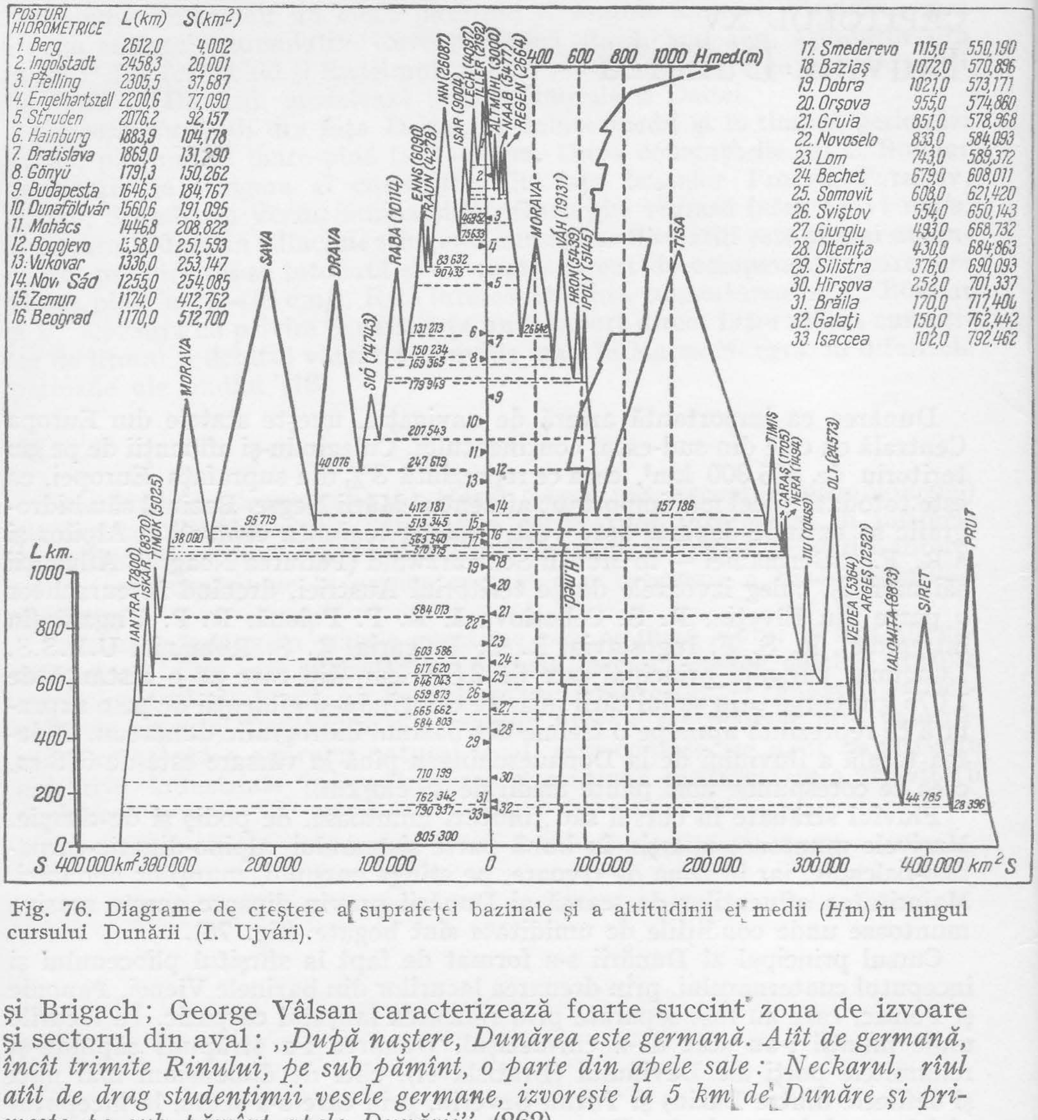


Fig. 76. Diagrame de creştere a suprafeţei bazinale şi a altitudinii ei medii (*H*m) în lungul cursului Dunării (I. Ujvári).

şi Brigach; George Vâlsan caracterizează foarte succint zona de izvoare şi sectorul din aval: ,,*După naştere, Dunărea este germană. Atît de germană, încît trimite Rinului, pe sub pămînt, o parte din apele sale: Neckarul, rîul atît de drag studenţimii vesele germane, izvoreşte la 5 km de Dunăre şi primeşte pe sub pămînt apele Dunării*" (262).

Într-adevăr, între localităţile Möhringen şi Würtemberg, Dunărea traversînd formaţiuni de calcare jurasice albe, îşi pierde o mare parte din debitele sale spre sud, spre afluentul mic al Neckarului — Aach care apare sub forma unui izvor carstic bogat. În medie, aceste pierderi carstice reprezintă circa 5 m³/s, albia Dunării rămînînd complet seacă, în medie, 124 de zile pe an, în perioadele secetoase. În 1921, an care a fost deosebit de secetos, din cauza acestor infiltraţii, valea Dunării a rămas complet fără apă timp de 9 luni. Fenomenul se oglindeşte bine şi în repartiţia debitelor medii anuale în lungul cursului superior (tabelul 30), efectul lui scăzînd spre aval cînd debitele fluviului cresc vertiginos, mai ales pe seama afluenţilor alpini.

TABELUL 30

Pierderi pe cursul superior al Dunării, oglindite de debitele medii ale fluviului

Rîul	Postul	S Km²	Qm³/s	Obs.
Breg	Hammereisenbach	158	4,27	
Brigach	Donaueschingen	194	3,0	
Dunărea	Kirchenhausen	764	11,9	
Dunărea	Möhringen	840	6,01	(pierderi de cca 5 m³/s)
Dunărea	Tuttlingen	895	6,47	

Cursul superior al Dunării marchează limita între regiunile orogenetice ale sistemului alpin și cel hercinic, peste care sînt clădite în zona de izvoare nivelele jurasice și triasice, cu o răspîndire mare în Schwarzwald, Jura Suabă, Jura Franceză. În masivul Pădurea Boemiei, din stînga cursului Dunării, se găsește formațiunea cea mai veche, alcătuită din roci precambriene. Între cele două sisteme muntoase se întinde depresiunea neogenă bavareză, în care Dunărea își poartă apele printre dealuri înalte, modelate de eroziune. Străbătînd cele trei unități tectono-structurale, cursul Dunării prezintă o serie de particularități specifice.

După ,,părăsirea'' localității Donaueschingen, în calea fluviului se ridică masivul calcaros al Jurei Suabe, în stîncile căreia apele volburoase și-au croit cu greu drumul. Înainte de a ajunge la Regensburg, Dunărea străbate trei bazinete și anume : Ulm, Ingolstadt și Neuburg despărțite de frumoasele chei de la Neuburg și Kelheim. În cadrul acestora apele au o cădere mică, producînd o puternică sedimentare cu toate urmările acesteia : formarea unor lunci largi, inundabile, zone mlăștinoase, meandre etc.

Afluenții de stînga nu au dimensiuni mari. Merită să fie amintiți numai trei dintre ei : Altmühl, Naab și Regen. Cursul inferior al rîului Altmühl

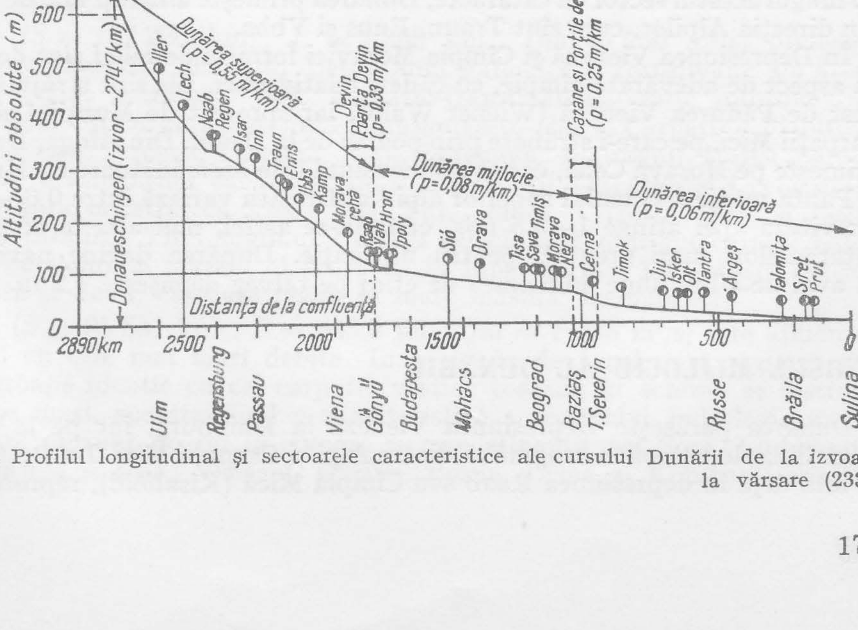


Fig. 77. Profilul longitudinal și sectoarele caracteristice ale cursului Dunării de la izvoare la vărsare (233).

reprezintă locul de unde a început construirea canalului Ludovic (Ludwigs Kanal) care face legătura, prin intermediul rîului Main, cu Rhein; în prezent se lucrează la modernizarea lui.

De la Ulm la Passau curgînd prin depozite neogene, Dunărea este împinsă spre nord, descriind un arc larg desfăşurat, de către zona piemontană a Alpilor, care alcătuieşte Podişul Bavarez. În acest sector rîul primeşte o serie de afluenţi alpini: Günz, Mindel, Riss, Iller, Lech cu Wertach, Isar, cu Amper şi Würm. Cel mai important este Innul, care la confluenţă are debite medii mai mari decît Dunărea (Dunărea 660 m^3/s, iar Innul la vărsare 781 m^3/s).

Innul izvorăşte din Elveţia, cantonul Graubünden, de sub vîrful Piz Longhin, de la altitudinea de 2480 m. În aval de renumita localitate balneară St. Moritz, după ce străbate defileul de la Finstermünz ajunge în Tirol (Austria). Mai departe traversează printr-o impunătoare vale longitudinală masivul central al Alpilor Orientali şi masivul calcaros Nordalpin (în dreptul localităţii Kufstein) şi ajunge în Podişul Bavarez (Ober-Bayern), unde primeşte pe afluentul său cel mai important: — Salzachul. Innul este unul dintre afluenţii Dunării cu scurgerea cea mai bogată, debitul său specific atingînd 29 $l/s/km^2$ la vărsare.

După primirea Innului, Dunărea capătă de fapt caracterul de fluviu, cu un debit mediu de 1 441 m^3/s, curgînd mai departe pe teritoriul Austriei.

În cuprinsul celui de al treilea sector, în aval de localitatea bavareză Vilshofen şi pînă la cheile Wachau din Austria, Dunărea îşi adînceşte valea în roci dure, dominant granitice, prelungirile sudice ale masivului hercinic ale Pădurii Bavariei, Boemiei şi Böhmer Wald, formîndu-şi o serie de chei epigenetice, pitoreşti, care cuprind un număr mare de bazinete de eroziune. În acest sector amintim frumuseţea naturală a cotiturii în formă de „S" pe care o face Dunărea la Schlägen.

Demne de amintit sînt şi cataractele de la Ottensheim (la km 2 144), cele din Ardagger — Persenbeug (între kilometri 2 084—2 060) cu cataractele Strudel şi Wirbel, cheile Wachau (la km 2 030) şi poarta Bisamberg-Kahlenberg la km 1935, constituită din formaţiuni flişoide alpine mai puţin dure. În lungul acestui sector cu cataracte, Dunărea primeşte afluenţi mai de seamă din direcţia Alpilor, cum sînt Traun, Enns şi Ybbs.

În Depresiunea Vieneză şi Cîmpia Moraviei formele de relief sînt domoale cu aspect de adevărată cîmpie, cu căderi relativ mici. Ele sînt străjuite spre vest de Pădurea Vieneză (Wiener Wald), iar spre est de Munţii Leitha şi Carpaţii Mici, pe care-i străbate prin poarta de la Devin. Din stînga, Dunărea primeşte pe Morava Cehă, care ca dimensiuni este asemănătoare cu Mureşul.

Panta medie a cursului superior alpin al Dunării variază între 0,6—0,9%, iar viteza apei atinge 1—3,5 m/s, creîndu-se astfel, mai ales în sectoarele cataractelor, mari greutăţi pentru navigaţie. Dunărea devine navigabilă în aval de Ulm, unde adîncimea de etiaj pe talveg depăşeşte 1,2 m.

CURSUL MIJLOCIU AL DUNĂRII

Dunărea părăseşte Depresiunea Vieneză la Hainburg, iar pe la Devin trece linia de cumpăna orografică dintre Alpi şi Carpaţii Mici. La Bratislava se află deja în depresiunea Raab sau Cîmpia Mică (Kisalföld), reprezentată

de o zonă de divagare formată pe un imens con de dejecţie. Pînă la Komárom, Dunărea are caracterul cursului de tip inferior în sens geomorfologic. Din cauza pantelor mici ale acestei cîmpii largi, aluviale, clădită mai ales din aluviuni dunărene, fluviul se despleteşte în trei braţe: la nord se află Dunărea Mică sau Dunărea Váhului, avînd în vedere că în ea se varsă Váhul cu Nitra, iar la sud de cursul principal se află braţul Mosonyi Dunaág, care se uneşte cu Dunărea la Györ. Între braţe sînt cuprinse următoarele insule: la nord Marele Schutt (Csallóköz), iar la sud Micul Schutt (Szigetköz). În braţul Mosonyi Dunaág se varsă rîurile Leitha şi Raabul, care vin din Alpii Orientali, renumite pentru inundaţiile lor frecvente în timpul creşterilor mari. De altfel, în întreaga regiune a depresiunii Raabului, Dunărea este îndiguită, pentru a proteja terenurile agricole fertile.

După unirea braţelor la Komárom, Dunărea curge din nou printr-o singură albie străbătînd, în aval de Esztergom, Munţii Ungariei Mijlocii prin porţile Vişegradului, în care se prevede construirea unei hidrocentrale prin colaborare între R. P. Ungaria şi R. S. Cehoslovacă. În acest sector, Dunărea primeşte doi afluenţi mai importanţi care vin dinspre R. S. Cehoslovacă: Hronul şi Ipelul (Ipoly).

În aval de Budapesta, Dunărea pătrunde în Cîmpia Panonică propriu-zisă, pe care o părăseşte în aval de Baziaş. Clima secetoasă a cîmpiei, aluviunile puternic permeabile din imensul con de dejecţie al Dunării, care se extinde sub forma unui evantai spre sud, nu favorizează apariţia unei reţele fluviatile autohtone. Pînă la vărsarea Dravei, în Dunăre se varsă un singur rîu cu bazin de recepţie mare (aproape ca Someşul), dar cu debite foarte mici Sió, care drenează apele lacului Balaton. Astfel, Dunărea nu-şi îmbogăţeşte debitele între extremităţile nordice şi pînă la vărsarea Dravei; mai mult, în unele sectoare (zona Mohács) se observă pierderi de infiltraţii, care revin însă mai în aval.

Drava este primul afluent care în sudul Depresiunii Panonice ridică brusc debitele Dunării, în medie cu 574 m^3/s. Rîul îşi culege izvoarele din Alpii Orientali, avînd ca afluent principal pe Murul. Drava contribuie la accentuarea volumului scurgerii de vară a Dunării.

Pe distanţe mici, în Dunăre se varsă cei doi afluenţi principali ai săi: Tisa şi Sava.

Tisa ($S = 157\,220$ km^2; $L = 1\,365$ km; $Qm = 750$ m^3/s) drenează toată aria carpatică din estul Depresiunii Panonice şi transilvane. Ca atare are un regim hidrologic tipic carpatic-transilvănean-vestic imprimat de afluenţii săi din Carpaţii Beschido-Maramureşeni (sau ai Carpaţilor Păduroşi) ca: Bela Tisa, Tereşva, Tereblia, Rika, Borshava, Bodrogul). Marea majoritate însă a afluenţilor săi sosesc dinspre Carpaţii Orientali şi Occidentali, dinspre ţara noastră, ca Vişeu, Iza, Tur, Someş, Crişuri, Mureş şi Bega.

După primirea Tisei, regimul Dunării se schimbă obţinînd caracteristice tipice, cu volumul maxim al scurgerii în luna aprilie. La aceasta contribuie însă şi Sava, care are regim în mare măsură asemănător.

Sava ($S = 95\,551$ km^2; $L = 945{,}5$ km; $Qm = 1\,535$ m^3/s) este afluentul Dunării cu cele mai mari debite. În perioada de iarnă-vară regimul său este aproape identic cu cel carpatic vestic; toamna în schimb se distinge prin ape mari, aceasta fiind o caracteristică a regimului hidrologic mediteranean, obţinut de rîu la izvoare şi prin afluenţii săi Sora, Liublianiţa Krka, Kupa şi Una; Vrbasul, Ukrina, Bosna, Drina şi Kolubara, aparţin

tipului de regim dinaric submediteran şi seamănă cu cel carpatic vestic şi balcanic.

Pe sectorul panonic Dunărea primeşte încă cîteva rîuri mai de seamă, ca Timişul, Morava Sîrbească, Caraşul şi Nera, care însă nu produc modificări esenţiale în regimul Dunării.

Panta medie a Dunării în sectorul panonic este redusă, atingînd abia 0,05‰. Viteza sa medie variază între 0,9 şi 1,5 m/s.

CURSUL INFERIOR AL DUNĂRII

Carpaţii Meridionali şi Balcanii care au direcţii paralele şi se află la o distanţă medie de 300 km, se conectează la sud de cursul transversal al Dunării. Prin impunătoarele defilee de la Cazane şi Porţile de Fier, fluviul străbate munţii pe o distanţă de 144 km. La est de Carpaţi, în Depresiunea Pontică, fluviul îşi adună apele care vin dinspre cele două masive muntoase curgînd leneş prin sudul Cîmpiei Române. În nordul Dobrogei, Dunărea este nevoită să ocolească masivul puternic denudat al Măcinului — rest hercinic — pentru ca apoi să-şi verse apele în Marea Neagră.

Datorită regiunilor naturale pe care le străbate, cursul inferior al Dunării se poate împărţi în mai multe sectoare caracteristice, care se diferenţiază prin condiţiile morfo-hidrografice specifice:

a) Sectorul defileelor carpatice (144 km);
b) Sectorul sud-pontic (566 km);
c) Sectorul pontic oriental cu bălţi (195 km);
d) Sectorul predobrogean (80 km);
e) Sectorul Deltei (90 km).

Sectorul defileelor carpatice. Primul sector al cursului inferior începe de la Baziaş (1 075 km de la vărsare). În stînga, valea este străjuită de Munţii Locvei, constituiţi din şisturi cristaline, care rezistă bine la eroziune. La Moldova Veche însă asistăm la o lărgire puternică a văii şi la despletirea cursului principal în două braţe care ocolesc insula Moldova Veche. Este cunoscut faptul că avem de-a face cu o depresiune inundabilă, umplută cu aluviunile Dunării şi mărginită în partea inferioară de roci dure, greu de erodat. Într-adevăr, la Coronini (în aval de Moldova Veche), în calea Dunării se ridică stînci calcaroase transversale care obligă cursul fluviului să se îngusteze. Datorită îngustării bruşte a văii, trecerea apelor era mult îngreunată din care cauză în timpul apelor foarte mari, chiar şi în secolul trecut (1895, 1897) se mai forma un lac temporar, în amonte de defileu, denumit „Mare Album"; acesta se întindea pînă dincolo de Beograd remuul său pătrunzînd şi pe Tisa pînă la Szeged.

La Coronini, o dată cu îngustarea albiei, apar şi primele stînci în albie. Pentru navigatorul care-şi conducea vasul spre aval, stînca Babacaiului alcătuită din calcare tithonice i se ridica în faţă ca un adevărat semn de exclamaţie. În prezent însă Defileul Dunării fiind inundat de apele lacului de la Porţile de Fier, crestele periculoase ale cataractelor de la Cozla, Doica, Islazi, Tahtalia, Vrani sau Vlas, Iuţi etc., au rămas la adîncimi de peste 15—25 m, iar peste Pregrada din defileul Porţilor de Fier a fost construit barajul lacului. Relieful anterior al Defileului carpatic se conturează vag

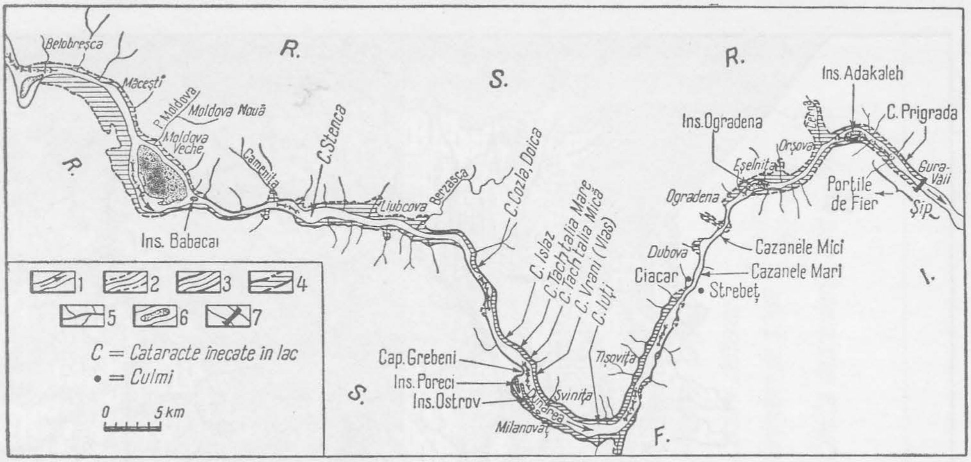


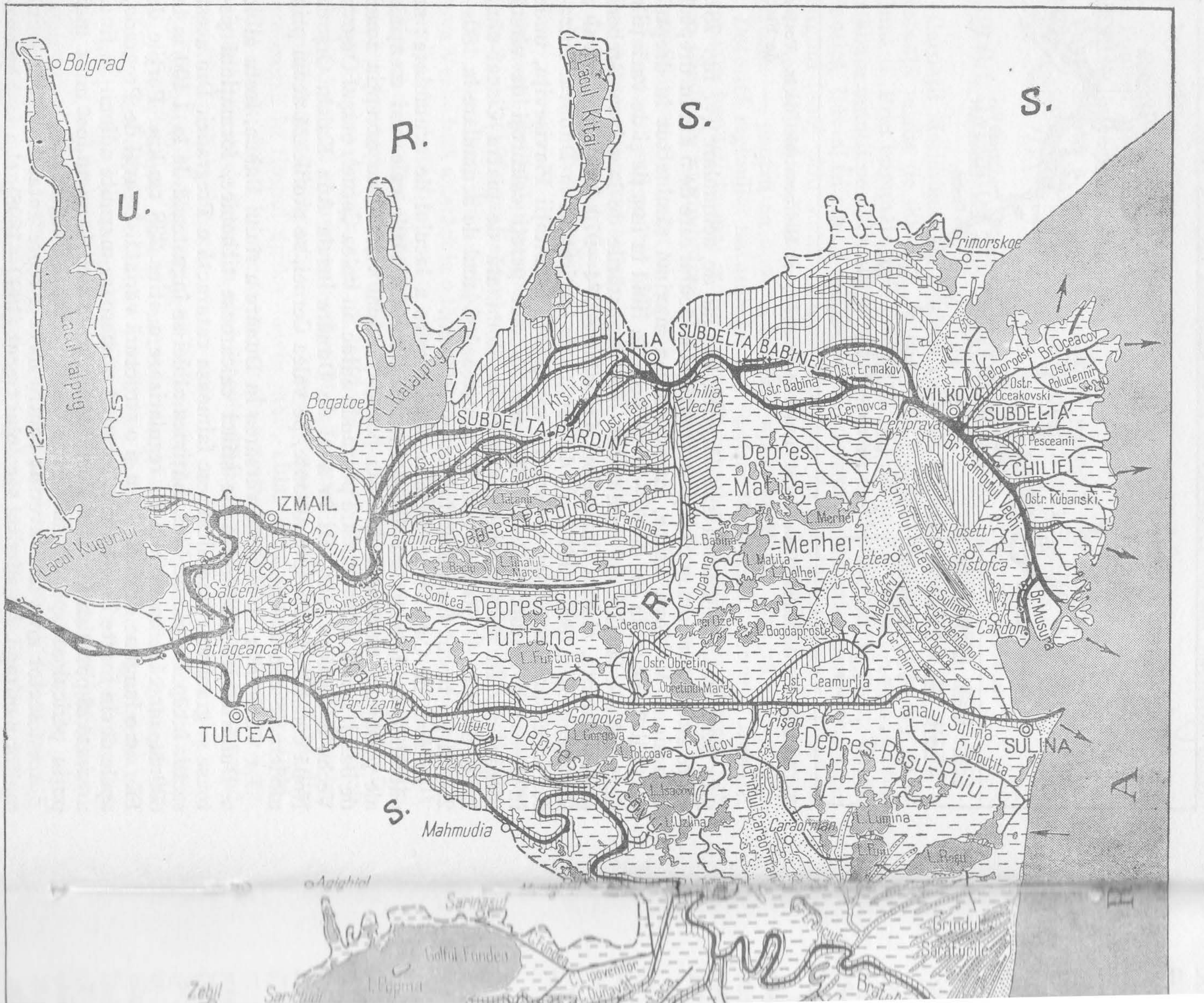
Fig. 78. Sectorul defileului Dunării şi al lacului de acumulare al Hidrocentralei de la Porţile de Fier.

prin şerpuirea, îngustarea sau lărgirea lacului de acumulare (v. fig. 78). Între altele menţionăm că lăţimea maximă a lacului este de 5 km în dreptul depresiunii Moldova Veche, iar adîncimea maximă rămîne tot în dreptul peşterii Poničva, în jur de 60—75 m, aceasta fiind în funcţie şi de variaţiile de nivel ale lacului. Se conturează bine îngustările de la stînca Grebeni şi din amonte, clisura Cazanelor Mari (între 974—970 km) şi din aval a Cazanelor Mici (967—964 km), despărţite de lărgirea de la Dubova. Intrarea în clisura Cazanelor se face în apropierea localităţii Plavişeviţa, unde în calea navigatorului se ridică perpendicular pereţi calcaroşi de vîrstă mezozoică. În partea stîngă valea este dominată de piatra Ciacar-ului, iar în dreapta de Ştrebeţ. Aici se îngustează şi lacul de acumulare la 180—250 m (în trecut fluviul se îngusta la 152 m).

În aval de Cazane urmează o nouă lărgire a lacului de acumulare: se pătrunde în depresiunea de la Orşova. Transformările cele mai esenţiale ale peisajului umanizat sînt aici poate cele mai vizibile cu excepţia zonei de baraj. Lacul de acumulare pătrunde adînc în valea Cernei, oraşul Orşova Veche a dispărut, iar mai în aval de Dunăre insula Ada Kaleh. Orşova Nouă construită mai spre amonte, pe valea Cernei, se profilează acum prin modernele construcţii.

La Vîrciorova, în aval de vărsarea în Dunăre a rîului Bahna, fosta albie a Dunării este traversată de stînci calcaroase tithonice, formaţiuni şistoase şi granitice, care alcătuesc faimoasa cataractă a Pregradei. Din acest sector încep Porţile de Fier. Lăţimea albiei se îngustează de la 1 100 m la 600 m, iar căderea înainte de regularizare a atins 238 cm/km. Porţile de Fier au o lungime de circa 8 km şi o structură variată. În aval de Pregrada, apele devin foarte învolburate, formînd numeroase marmite adînci. În fine, urmează al patrulea sector al Porţilor Mici, care nici ele nu au fost mult mai puţin periculoase pentru navigaţie decît sectorul Pregrada.

Acest sector greu de traversat pentru nave a reprezentat în trecut locul multor naufragii. La sfîrşitul secolului trecut (1890—1898), el a fost amena-


Bolgrad
U.
R.
S.
S.
Lacul Ialpug
Lacul Kitai
L. Katalpug
Bogatoe
Primorskoe
KILIA
SUBDELTA BABINEI
Ostr. Babina
Ostr. Ermakov
Chilia Veche
VILKOVO
SUBDELTA
CHILIEI
Br. Oceacov
Ostr. Poludennii
Ostr. Oceakovski
O. Belgorodski
O. Cernovca
Periprava
O. Pesceanii
Ostr. Kubanski
Br. Stambulul Vechi
SUBDELTA PARDINEI
Ostr. Tatarv
Ostr. rovul
Kislița
C. Gotca
Depres. Pardina
C. Pardina
Depres. Matița
L. Merhei
Merhei
L. Babina
L. Matița
L. Dolhei
Letea
Grindul Letea
C.A. Rosetti
Sfiștofca
Gr. Suliner
Cardon
Br. Musura
IZMAIL
Br. Chilia
Pardina
Lacul Kugurlui
Depres.
Salceni
C. Sireasa
C. Sontea
Depres. Sontea
R.
C. Lopatna
L. Lideanca
Furtuna
L. Furtuna
Bogdaproste
C. Magearu
Pătlăgeanca
Tătaru
Ostr. Obretin
L. Obretinul Mare
Ostr. Ceamurlia
Partizani
TULCEA
Vulturu
Gorgova
L. Gorgova
Depres. Litcov
Potcoava
C. Litcov
Crișan
Canalul Sulina
Depres. Roșu-Puiu
SULINA
C. Imputita
S.
Mahmudia
L. Isacov
L. Uzlina
Grindul Caraorman
Caraorman
L. Lumina
L. Puiu
L. Roșu
A
R
Agighiol
Sarinasuf
Golful Fondea
L. Dunavăț
C. Fondea
C. Lipovenilor
C. Dunavăț
Zebil
Grindul Sărăturile
Bratul

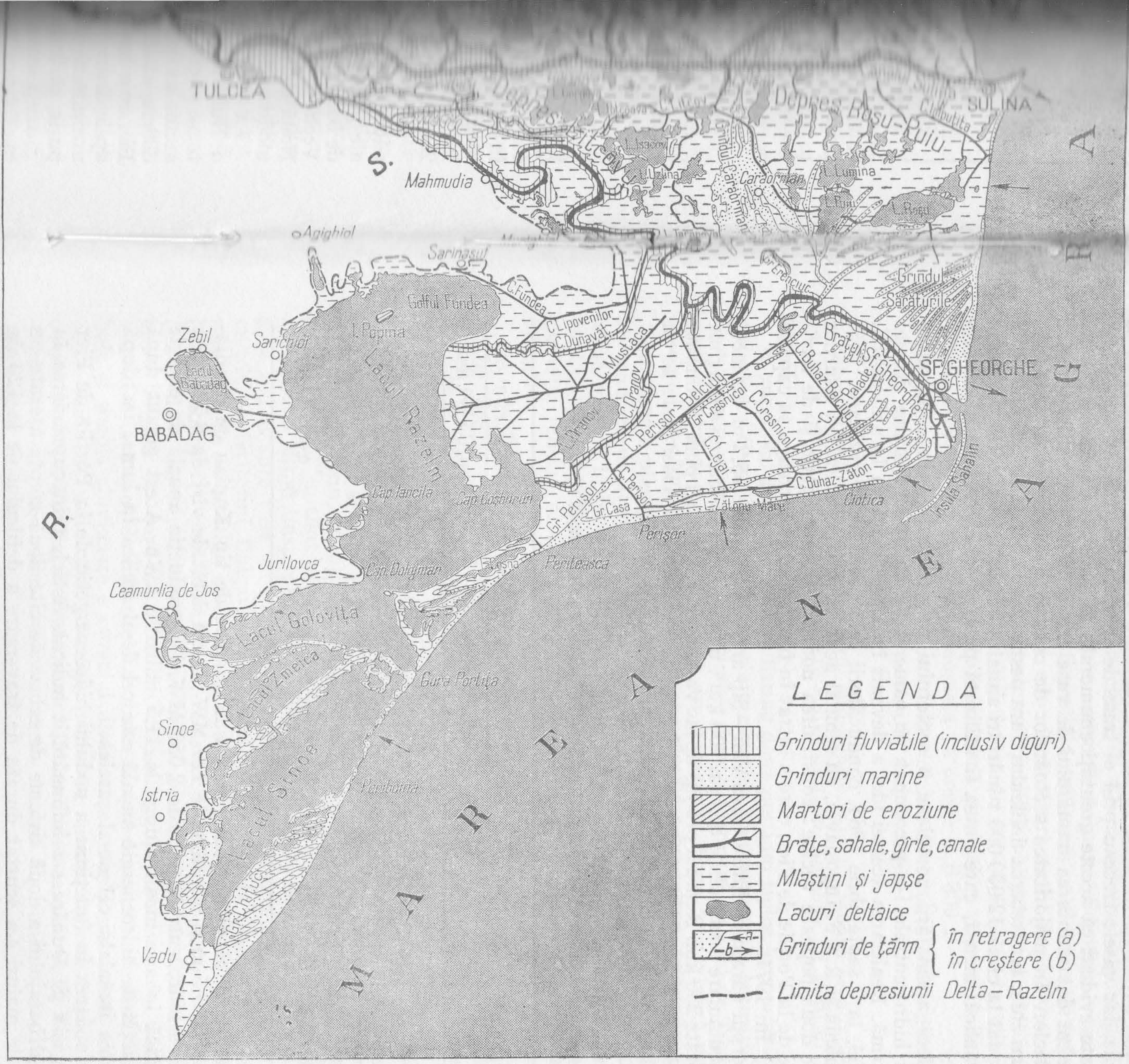


Fig. 79. Rețeaua hidrografică a Deltei Dunării (3).

jat pe traseul unui vechi canal construit de romani în timpul lui Traian. Canalul de navigaţie aflat pe ţărmul iugoslav avea 2 m adîncime şi 75 m lăţime, iar vasele treceau prin el trase de locomotive (halaj).

Este evident că aceste greutăţi enumerate mai sus au determinat la un moment dat reducerea numărului de vase care puteau trece prin sectorul defileelor. În majoritatea sectoarelor de cataracte, navigaţia era posibilă numai ziua, iar trecerea defileului dura peste 120 de ore. Traficul era astfel plafonat la circa 12 000 000 t mărfuri anual. Totodată, se pierdea o energie hidraulică imensă, care putea fi utilizată pentru producerea energiei electrice.

Ideea amenajării complexe a sectorului de cataracte prin construirea unei hidrocentrale i-a preocupat pe oamenii de ştiinţă cu multe decenii în urmă. Realizarea acestei idei a devenit însă posibilă abia în anii noştri. Astfel, la 7 septembrie 1964, conducătorii celor două state riverane, R.S. România şi R.S.F. Iugoslavia, au semnat acordul pentru realizarea visurilor celor două popoare vecine: construirea nodului hidroenergetic şi de navigaţie de la Porţile de Fier, care a intrat în funcţiune, cu întreaga sa capacitate, în 1971.

Corpul barajului dintre Gura Văii—Şip are înălţimea de 55,2 m, iar lacul de acumulare o suprafaţă de cca. 700 km², un volum de 12 km³, şi o lungime de peste 230 km. Remuul produs de lac va ajunge la ape mari pînă în amonte de Beograd, iar la ape mici, pînă în amonte de vărsarea Tisei unde se va produce încă o ridicare de 2,23 m a nivelului (tabelul 31).

TABELUL 31

Remuul produs de lacul de acumulare de la Porţile de Fier în lungul Dunării
(după Panta Jakovlevici)

Secţiune de Dunăre	Remuul ce se va produce (metri)	
	la ape mici (2 190 mc/s)	la ape mari (15 860 mc/s)
Cascada Porţile de Fire (942 + 950 km)	35,52	19,18
Milanovăţ (995 km)	19,10	7,65
Golubovăţ (1143 km)	7,40	0,40
Smederevo (1116 km)	3,60	0,11
Beograd (1178 km)	2,81	0,06
Confl. Tisa (1215 km)	2,23	0,00

În corpul barajului funcţionează 12 turbine de tip Kaplan cu un diametru de 9,5 m şi o putere de 170 MW; la un debit de vîrf de 8 700 m³/s puterea hidrocentralei este de 2 050 MW, iar producţia anuală de energie electrică în anii medii ajunge la 11,5 miliarde kWh. Acest gigant după producţia de hidroenergie anuală este cel de-al treilea în lume, iar după puterea instalată cel de-al şaselea.

Prin darea în funcţiune a nodului hidroenergetic de la Porţile de Fier navigaţia pe Dunăre s-a îmbunătăţit radical. Astfel, prin cuprinderea în corpul barajului a două sisteme de ecluze de cîte două trepte aşezate pe ambele maluri s-a scurtat durata de traversare a defileului de la 120 de

ore la 31 de ore. Traversarea unui sistem de ecluze durează, printr-o înaltă automatizare a procesului, circa 90 de minute. Lungimea unei ecluze este de 310 m, lăţime de 34 m şi adîncimea de 4,5 m, ceea ce asigură posibilitatea traversării simultane a unor convoaie de nave. Socotind vase cu o încărcătură utilă de 1 200 t, va fi posibilă realizarea unui trafic de mărfuri de 48 000 000 t/an, iar în cazul unor încărcături medii de 2 000 t, chiar pînă la 90 000 000 t/an. Dacă puterea specifică obligatorie a motoarelor vaselor calculată la transportul util a fost de 1,0—1,4 t/CP, în viitor se va modifica la 6 t/CP. Încărcătura maximă permisă a vaselor în prezent este de 1 700 t, dar în viitor şi aceasta va creşte la 6 800 t.

După terminarea construcţiilor vor fi ridicate deci toate restricţiile care stau în prezent în calea unei navigaţii mai intense.

Sectorul sud-pontic. În sectorul sud-pontic, cursul Dunării se adaptează în bună parte la contactul dintre sudul Cîmpiei Române cu Podişul Prebalcanic.

În cuprinsul acestui sector se disting două porţiuni tipice *una superioară*, care între Gura Văii şi Ţigănaş are caracter piemontan, de tranziţie de la sectorul carpatic spre cel de cîmpie şi *una inferioară*, în aval de Ţigănaş, unde fluviul, în condiţiile cîmpiei, îşi creează un drum larg, o luncă vastă, care mai ales în aval de Călăraşi începe să aibă o dezvoltare impresionantă.

În cursul piemontan, Dunărea exercită o puternică eroziune liniară cu tendinţe de abatere spre dreapta. Pantele fluviului sînt încă destul de mari, variind în jur de 10 cm/km, ceea ce depăşeşte de două ori panta din aval de Ţigănaş. Prin urmare, lipseşte lunca propriu-zisă inundabilă, albia fluviului reuşind să cuprindă volumele cele mai mari de apă din timpul viiturilor.

Dovada dominării eroziunii liniare o prezintă seriile de insule deja neinundabile, dintre care cele mai cunoscute sînt Simianul din aval de Turnu-Severin şi Ostrovul Corbului, pe care s-au găsit urme de aşezări permanente preistorice.

În cuprinsul acestui sector, Dunărea curge la limitele sudice ale imensului con relict de dejecţie format de ea însăşi în villafranchian, pe care în prezent sînt grefate terasele cuaternare ale ei. Marea buclă din aval de Turnu Severin, la capătul căreia se află Ostrovul Corbului, se formează pe „calapodul" rocilor neogene mai rezistente, care reprezintă o prelungire a Podişului Miroč dinspre R.S.F. Iugoslavia. Tendinţa de abatere a fluviului spre sud şi spre vest se produce din cauze tectonice, cu minimul gravimetric pe teritoriul Bulgariei la Mokreš. D. Paraschiv interpretînd noile rezultate ale cercetărilor efectuate în domeniul tectonicii din lungul Dunării (167) stabileşte ca zonă de înălţare, ridicarea de la Vidin—Craiova—Optaşi (sectorul T. Severin-Cetate pe Dunăre) şi sectorul Giurgiu-Călăraşi (ridicarea bulgară de nord-est). Între Cetate-Giurgiu şi în aval de Călăraşi se evidenţiază zone de coborîre. La abaterea spre dreapta a Dunării contribuie şi simpla aluvionare a cursului din partea stîngă, mai joasă, atît de către fluviu cît şi de către afluenţi, prin care cursul său este împins spre coasta înaltă a Podişului Prebalcanic. Procesul este ajutat şi de Forţa lui Coriolis, în virtutea căreia toate cursurile de apă din emisfera nordică se abat spre dreapta.

Lunca Dunării în aceste condiţii este dezvoltată cu precădere pe malul stîng, pe teritoriul ţării noastre. Lăţimea luncii care pe alocuri este sub 2—5 km, se lărgeşte treptat în aval de Ţigănaşi pînă la 3—10 km, iar în aval de Calafat, în dreptul Ostroavelor Ialomiţei şi Brăilei, ajunge la 15—20 km. Suprafaţa luncii după datele existente între Turnu Severin şi Tulcea ajunge la 573 000 ha (149).

Lunca fluviului se divizează longitudinal în mod evident în două fîşii, pe alocuri întrerupte : în *lunca internă*, care reprezintă traseul albiei majore, la extremitatea căreia se depun aluviunile în timpul viiturilor obişnuite (cu frecvenţă de 8—10 ori pe an) formînd grinduri fluviatile marginale. Dincolo de acestea pînă la poalele teraselor dunărene urmează *lunca externă*, fîşia cu numeroase forme erozionale vechi ale Dunării, inundată în trecut în medie de 1—2 ori pe an, mai ales în timpul apelor mari de primăvară. Aici erau cantonate marile lacuri de luncă ale Dunării, organizate uneori în adevărate sisteme lacustre, legate între ele de jepşe, canaluri, gîrle etc. La apele deosebit de ridicate ale Dunării se producea eroziune chiar şi în lunca externă, care de altfel a reprezentat „supapa de siguranţă" după Gr. Antipa şi totodată aria sedimentării aluviunilor dunărene pătrunse în lunca externă. După calculele lui I. Vidraşcu, în timpul viiturii catastrofale din 1897, lunca Dunării a cantonat temporar 24 miliarde m^3 de apă.

Totodată, datele cu privire la producţia agricolă a luncii au dovedit fertilitatea deosebită a solurilor de luncă (producţia medie la porumb 2 500—4 000 kg/ha, iar la floarea soarelui 2 000—2 500 kg/ha), pe cele 101 000 ha date în folosinţă agricolă înainte de 1963 (149). În ultimii ani s-a început larga campanie pentru valorificarea terenurilor situate în zona Calafat-Galaţi, unde pînă la sfîrşitul anului 1970 s-au realizat lucrări de îndiguire şi amenajare interioară pe o suprafaţă suplimentară de cca 290000ha în cadrul a 18 incinte, din care 266 000 ha vor intra în fondul agricol al ţării (149). În total deci în lunca şi Delta Dunării în 1970 erau apărate de inundaţii 470 000 ha din care în folosinţă agricolă cca 367 000 ha şi 8 300 ha pepiniere şi crescătorii piscicole.

Dintre lacurile mai mari, asanate, amintim : Fîntîna Banului (4,29 km^2), Rastu (24,8 km^2), Cîrna (9,2 km^2), Nedeia (9,0 km^2), în care se vărsa Desnăţuiul, Suhaia (31 km^2), în care se vărsa Călmăţuiul Teleorman, Mahăru (8,9 km^2), complexul Băneasa-Pietrile-Greaca (74 km^2), Boianul (14,3 km^2), Călăraşi (fără limanul fluviatil —33,4 km^2) etc.

Adîncimea acestor lacuri a fost mică (pînă la 1,5 m), iar regimul lor era strîns legat de schimbul de ape cu fluviul. Alimentarea din rîurile de cîmpie şi din ape freatice era relativ neînsemnată.

Desigur, lucrările de asanare transformă profund şi hidrografia luncii Dunării. Cu excepţia unor luciuri de apă amenajate din complexul Ciuperceni, Bistreţu, Suhaia şi Mostiştea, restul lacurilor dispar, iar pe fundul lor apar canalele de desecare. Fostele organisme de luncă sînt transformate în canale de evacuare, care se termină în staţiuni de pompare.

În dreptul sectorului sud-pontic, în Dunăre se varsă o serie de rîuri carpatice şi balcanice importante şi un număr mare de pîraie, dar mai sărace în debite, formate în incinta piemonturilor Cîmpiei Române şi Podişului Prebalcanic.

Din stînga se varsă în fluviu pe acest sector Jidoşiţa, Topolniţa, Blahniţa, Drincea, Sărăceaua, Desnăţuiul, Jiul, Jieţul, Oltul, Călmăţuiul, Vedea,

Argeşul şi Mostriştea, iar din dreapta sosesc Timokul (la graniţa dintre R.S.F.I. şi R.P. Bulgaria) Lomul, Ţibriţa, Ogosta, Iskerul, Vitul, Osma, Iantra şi Lomul Russe.

Sectorul pontic oriental. Acest sector este de fapt reprezentat de fostele bălţi ale Ialomiţei şi Brăilei, unde lunca fluviului are pe alocuri înălţimi impresionante, de peste 20 km. În lungul lui, în Dunăre, se varsă din stînga numai Ialomiţa şi Călmăţuiul, iar dinspre Podişul Dobrogei sosesc numai cîteva pîraie de mică însemnătate, dintre care amintim: Ceairul, Caulia, Urluia, Peştera şi Carasu, care însă înainte de a se vărsa în Dunăre pătrund în limanuri fluviatile. Pîraiele mici — Dunărea, Chirchirgeaua şi Roştilor — îşi trimit apele direct în fluviu.

Insulele mari (bălţile) ale Ialomiţei şi Brăilei sînt de fapt ultimele rămăşiţe ale fostului lac cuaternar din estul Cîmpiei Române. Transformarea lor în cîmpii acumulative, nu a fost terminată, datorită efectului de eroziune al Dunării, însă ele se află în diferite stadii de colmatare. Balta Ialomiţei, prin poziţia sa din amonte, a captat cantităţi mai mari de aluviuni, fiind deja colmatată mult mai puternic decît Balta Brăilei.

Insula mare a Ialomiţei începe de la despletirea cursului principal al fluviului, cu 8 km în amonte de Călăraşi, în două braţe: cel din stînga poartă denumirea de Braţul Borcea, iar cel din dreapta — Dunărea. Între cele două braţe principale, în dreptul localităţii Pîrjoaia, există o legătură directă prin braţul Bala (Rău). La ramificarea principală de la Silistra (R.P.B.) spre braţul Borcea se îndreaptă abia 2 pînă la 16% din debitele fluviului, în schimb este în plină dezvoltare cursul său spre Bala şi prin intermediul acestuia spre sectorul nordic al Borcei, care la ape mici transportă cea mai mare parte a debitelor fluviului (226). Ele se unesc la Vadul Oii. La Hîrşova, Dunărea se despleteşte de fapt în două braţe, ocolind Ostrovul Gîsca. Braţul stîng se uneşte cu Borcea, primind Ialomiţa în amonte de Vadul Oii. Balta Ialomiţei a fost şi ea ameliorată complet încă din anii 1962—1964. La marginea Podişului Dobrogei, la sud de Cernavodă se înşiră o serie de limanuri ale Dunării, cum sînt: Gîrliţa (14 km^2), Oltina (30,3 km^2), Mîrleanu (2,68 km^2), Vederoasa, Baciului, Cochirleni şi Domneasca. Toate sînt lacuri cu adîncimi mici (1—2 m), eutrofe, cu regim destul de variabil. Ele primesc un aflux important din apele superficiale şi carstice ale Dobrogei de Sud. Dintre ele a fost desecat lacul Cochirleni, iar restul se menţine pentru piscicultură.

Între Balta Ialomiţei şi Balta Brăilei, la unirea fluviului într-un singur braţ, la Vadul Oii, s-a dat în folosinţă de curînd podul rutier care leagă Dobrogea cu restul ţării.

Insula mare a Brăilei este într-un stadiu mai puţin colmatat decît Balta Ialomiţei. Aceasta poate fi cauza depunerii unei importante părţi din aluviuni în incinta Bălţii Ialomiţei încă de la începutul holocenului, dar poate fi ca urmare a unei subsidenţe mai accentuate în această parte a Cîmpiei Române.

Braţele, care o ocolesc, se despletesc şi ele în mai multe cursuri, mai ales în partea vestică a Bălţii: Dunărea propriu-zisă (Vîlciu, Mămuşoaia, Cremenea, Pasca, Calia, Arapu) şi braţul estic, Dunărea Veche sau Măcinul, care

curge pe la poalele Podişului Dobrogei, revenind în Dunăre abia la Brăila. Prin braţul Vîlciu se scurge 60 pînă la 75% din debitul fluviului (226). În insula mare a Brăilei s-au efectuat, de asemenea, importante lucrări hidroameliorative. Marea majoritate a lacurilor ca: Şerban (25 km^2), Ulmul (10 km^2), Lupoiul (9 km^2), Zagna (5,7 km^2), au fost deja desecate în cursul lucrărilor de asanare.

Sectorul nord-dobrogean. Privind din portul Brăila spre satul Smîrdanul Nou, aflat pe malul opus al Dunării, în faţa cercetătorului se deschide perspectiva largă a luncii Dunării care este închisă, spre malul dobrogean, de culmea Pricopanului, a cărei altitudine maximă atinge abia 467 m.

Pe lunca din dreapta, din aval de Brăila, se întinde incinta ameliorată a Bălţii Galaţilor, compusă în trecut din numeroase lacuri de luncă cu dimensiuni mari dar cu adîncimi mici, cum sînt Jijila (12,3 km^2), Ploşca (3,36 km^2), Crapina (29,4 km^2).

La nord, Dunărea curge printr-un singur braţ şi are adîncimi mari (pînă la 20—34 m), făcînd cîteva coturi rapide, determinate şi de structura rezistentă a rocilor de bază dobrogene. Cel mai cunoscut, Cotul Pisicii, face o cotitură de peste 200°, jucînd uneori un rol important în formarea barajelor de gheaţă, a zăpoarelor. Din cauza adîncimilor mari, pe tot sectorul, fundul albiei este sub nivelul mării şi în unele locuri chiar sub nivelul albiilor din Deltă. Aceasta înseamnă că fundul albiei are pante negative, mai ales în aval de Galaţi, cu căderi extrem de mici, de 6—7 mm/km, iar suprafaţa apei este pozitivă.

Din stînga, se varsă în fluviu, pe acest sector, doi dintre cei mai mari afluenţi, veniţi din sectorul pontic, şi anume: Siretul (debit 190 m^3/s) şi Prutul (80 m^3/s). Între Dunăre şi Prut a existat pînă în anul 1964 unul dintre cele mai mari lacuri dunărene, Lacul Brateş, limanul fluviatil părăsit al Prutului la vărsarea sa în Dunăre. Fundul lacului, cu o extensiune de 7 400 ha, bogat în mîluri organice deosebit de roditoare a fost ameliorat şi redat în bună parte agriculturii; o suprafaţă de 2 400 ha a fost amenajată pentru piscicultură.

În aval, spre Deltă, şi chiar mai departe în stînga Dunării, se înşiră încă o serie de limanuri fluviatile cu o suprafaţă totală de cca 34 000 ha cum sînt: Kahul, Orloveţ-Dervent, Kugurlui-Iaplug (14 000 ha), Katalpug (6 400 ha) şi Kitai (5 000 ha). Aceste limanuri, aflate pe teritoriul U.R.S.S., reprezintă adevăraţii evaporatori ai rezervelor de apă din stînga, din care cauză ele contribuie în mică măsură la creşterea debitelor Dunării.

Ultimul sector — Delta Dunării. De fapt, acest sector al fluviului n-a existat la începutul perioadei cuaternare. Locul lui era ocupat de un golf al Mării Negre, care şi-a schimbat contururile destul de des, în funcţie de variaţiile de nivel ale mării şi de aluviunile depuse de fluviu. Golful a fost umplut cu sedimente fluviatile abia către sfîrşitul pleistocenului şi mai ales în holocen, cînd a dispărut legătura directă a unităţilor acvatice interioare cu marea şi a început dezvoltarea intra-deltaică.

Suprafaţa totală a Deltei este de 5 500 km^2, din care 4 340 km^2 se găseşte pe teritoriul R.S. România, iar restul în U.R.S.S. Din extensiunea sa totală, 2 183 km^2 se află sub dominaţia permanentă a apelor (sub nivelul de „O hidrograde"), iar 148 km^2 este neinundabilă nici la apele cele mai mari (7).

Partea centrală a Deltei (între braţele Chilia şi Sf. Gheorghe) are o extensiune de 2 510 km^2, zona Dranov 870 km^2, complexul Razelm-Sinoe 880 km^2, iar braţele Dunării cca 80 km^2 (7).

Delta Dunării începe de la prima despletire a fluviului, cunoscută de localnici ca ,,Primul Ceatal" sau ,,Ceatalul Chiliei". Lungimea sa în linie dreaptă pînă la mare este de 70 km (pe linia braţelor Tulcea-Sulina — 90 km), iar lăţimea maximă a deltei în zona de litoral ajunge la 180 km.

La Cetalul Chiliei, Dunărea se ramifică în două braţe: braţul Chilia, care se îndreaptă spre nord şi braţul Tulcea care la rîndul său, în aval de Tulcea, se subdivide în braţul Sf. Gheorghe, care curge în sud şi braţul Sulina care curge prin mijlocul deltei.

Partea cea mai veche a Deltei este reprezentată de *delta fluviatilă* care se întinde la vest de linia care ar uni promontoriul nordic al Grindului Letea (satul Periprava) cu peninsula Dunavăţ. În sectorul deltei fluviatile toate grindurile s-au dezvoltat paralel cu braţele principale şi secundare ale fluviului (fig. 79). La est de delta fluviatilă se întinde *sectorul maritim*, unde prin sedimentarea aluviunilor aduse de curenţii marini şi dunăreni grindurile s-au format de-a lungul cursului braţelor şi a curenţilor marini cu direcţie NS. Grindurile formate în urma acestei sedimentări au aceeaşi orientare, NS, avînd extremităţile ascuţite în partea lor nordică şi lăţimi crescînde spre sud, prezentîndu-se fiecare sub forma unui adevărat evantai. Aceste grinduri maritime mai puţin consolidate decît cele fluviatile, au extensiuni mai mari şi sînt foarte frecvent acoperite cu dune de nisip (grindurile Letea, Caraorman, Sărăturile).

Spaţiile dintre grinduri sînt aluvionate într-un ritm mai redus. Aluviunile dunărene pătrund în ele numai pe căi secundare, din care motiv ele formează o adevărată patrie a apelor (lacuri, mlaştini, plaur). Cunoscute în literatura geomorfologică sub denumirea de ,,depresiuni deltaice" (fig. 79), acestea sînt: Şireasa-Şontea, Pardina şi Matiţa-Merhei, între braţele Chilia-Sulina şi depresiunile Litcov şi Roşu-Puiu (Erenciuc) între braţele Sulina — Sf. Gheorghe.

Sub aspectul cercetărilor, Delta Dunării s-a bucurat de o atenţie deosebită după 1910 şi în special după 1950, urmărindu-se atît geologia deltei cît şi geneza şi evoluţia ei.

Procesul de formare al Deltei a constituit obiectul de studiu a numeroşi cercetători de mare prestigiu, cum sînt: G. Munteanu-Murgoci (1912), Gr. Antipa (1914), C. Brătescu (1912 şi 1922), Emm. de Martonne (1931), Gh. Năstase (1932), G. Vâlsan (1934), H. Slanar (1945), M. Pfannestiel (1950), V. P. Zenkevici (1956), I. Gh. Petrescu (1957), A. C. Banu şi L. Rudescu (1965), E. Liteanu şi C. Ghenea (1966), E. Liteanu, A. Pricăjan şi G. Baltac (1961) etc.

Golful în care s-a format Delta Dunării, din punct de vedere geostructural, face parte din Depresiunea Mării Negre. La baza depozitelor fluviatile, fluvio-lacustre, fluvio-maritime şi a celor deltaice se găseşte un strat de argile roşii-cărămizii depus în sudul deltei peste formaţiunile paleozoice şi mezozoice, iar în centru şi nord peste cele pliocene. Depozitele aflate deasupra acestui fundament, probabil villafranchian, în ordinea succesiunii lor pe verticală sînt: un complex psefitic constituit din pietrişuri

şi bolovănişuri, un complex pasmitic inferior, unul mediu, un complex psamito-pelitic, un complex psamito-aleuritic şi complexul superior aleuritic, toate cu tendinţă de îngroşare spre sud-est. În prezent prin braţele Deltei se transportă mai ales materiale aleuritice-pelitice (0,002—0,05 mm) şi numai în timpul apelor mari se ivesc nisipurile fine, ca aluviuni tîrîte (0,1—0,5 mm).

Deşi există multe păreri — uneori contradictorii — în privinţa stabilirii vîrstei Deltei, autorii ajung în general la concluzia că formarea Deltei a început în perioada transgresiunii flandriene, cînd regiunea respectivă s-a transformat într-un golf. Nivelul apei a depăşit pe cel actual cu 2 pînă la 5 m, iar curenţii marini din faţa golfului, care aveau deja direcţie de deplasare N—S, erodînd platforma Bugeacului şi antrenînd aluviunile dunărene au depus aceste materiale pe linia grindurilor Letea-Caraorman sub forma unui cordon litoral (perioada optimului climatic postglaciar). Pînă la începutul erei noastre, în urma amplificării procesului, s-a format în prima etapă grindul Caraorman şi a început formarea grindurilor Crasnicol, Lupilor şi Istria producîndu-se şi emersiunea grindului Stipoc. Această etapă se termină (faza II. b) cu formarea grindului Letea, a deltei unghiulare de la gura braţului Sulina şi începe închiderea Lacului Razelm prin formarea grindurilor marine de la Gura Portiţa (fig. 79) (începutul erei noastre). În primul mileniu braţul Sf. Gheorghe îşi formează o adevărată deltă, prin care se consolidează grindurile Sărăturile şi Chituc, iar nivelul mării se stabileşte la valorile actuale.

În etapa următoare se iveşte o tendinţă de scufundare în lungul liniei actuale a braţului Chilia (7) şi începe derivarea debitelor şi a aluviunilor spre nord. În urma acestui eveniment începe o puternică aluvionare în nordul golfului care duce la formarea a trei subdelte în lungul braţului Chilia. Prima, *subdelta Pardinei* se distinge prin grinduri fluviatile şi ostroave bine dezvoltate. În aval fluviul îşi croieşte albia prin nordul martorului de eroziune cunoscut sub numele de grindul Chilia Veche. Acesta anastomozează prima subdeltă. În aval urmează apoi *subdelta Babinei*, care este anastomozată de Grindul Letea. Din secolul al XVII-lea începe apoi formarea *subdeltei Chiliei* (Vîlkov — U.R.S.S.) care în scurt timp, pînă în zilele noastre, creşte pînă la o suprafaţă de circa 350 km^2, dar dacă includem şi partea sa frontală (pînă la izobata de 20 m) ajunge la 640 km^2. Volumul aluviunilor depuse în această incintă ajunge la circa 7,6 km^3. În urma depozitării aluviunilor, în prezent, Delta Chiliei creşte anual cu circa 121 m spre sud, 80 m spre est şi 41 m spre nord (297).

În urma proceselor de aluvionare, transportul de apă şi de suspensii între braţele principale se modifică destul de sensibil. Astfel, după cum reiese şi din tabelul 32, între 1856 şi 1960 pe braţul Chilia ponderea debitelor a variat între 62,5 şi 72,8%, avînd o tendinţă de scădere după anul 1943. Din secolul nostru debitele lichide au crescut în Braţul Sulina cu peste 100% datorită mai ales dragajului permanent al canalului navigabil pe care trebuie să se asigure adîncimea necesară pentru navigaţie.

În perioada 1921—1960, debitul mediu lichid la Ceatalul Chiliei a fost de cca. 6 300 m^3/s, turbiditatea de 340 gr/l, iar debitul mediu de aluviuni de 2 140 kg/s, sau 67 500 000 t/an. După cercetările efectuate (3) repartizarea transportului de aluviuni pe braţele principale este aproximativ egală cu debitele de apă.

TABELUL 32

Repartiţia procentuală a debitelor de apă pe braţele principale ale Deltei (3, 178)

Anul	Chilia %	Sulina %	Sf. Gheorghe %
1856	63,0	7,0	30,0
1893	72,8	7,2	20,0
1905	67,0	9,0	24,0
1910	72,0	9,3	18,7
1921	68,0	12,0	20,0
1929	66,5	13,3	20,2
1943	66,8	15,6	17,6
1952	62,7	16,6	20,7
1956	62,6	15,2	22,2
1960	62,5	16,9	20,6

În Deltă se depune în medie circa 0,1% din aluviuni, restul fiind transportate în mare. După observaţiile făcute de C.S.A. (3) cantitatea anuală a aluviunilor sedimentate este cea mai ridicată în apropierea braţelor, canalurilor, gîrlelor (600—3 200 g/m²) şi mult mai scăzută în lacurile mai izolate de braţe (25 g/m² în zona ghiolurilor Puiu-Roşu). Rolul filtrant al Deltei este observat şi de localnici, care disting „apele galbene", tulburi, din gîrle în timpul inundării deltei şi „apele negre", transparente, care revin timp îndelungat spre cursurile dunărene, lăsîndu-şi bagajul de aluviuni în suspensie în lacuri, mlaştini şi cursuri de apă interioare. Acest nămol asigură totodată fertilitatea deosebită a solurilor deltaice negre, formate în mediul îngrăşat de putrefacţie a vegetaţiei acvatice.

În timpul viiturilor şi apelor mari, marea majoritate a teritoriilor depresionare ale Deltei sînt inundate. Examinînd aceste suprafeţe s-a stabilit corelaţia lor cu nivelurile apei la mira hidrometrică de la Tulcea. Reiese, că la nivele scăzute chiar la 3 hidrograde rămîn neinundate numai 37,5%, la 6 hidrograde 22%, iar la 8 hidrograde abia 7,3% (3). Privind graficul din fig. 80 se poate observa că la o cotă oarecare în timpul creşterilor, rezervele de apă din Deltă sînt mult mai mici decît la aceeaşi cotă în timpul scăderii nivelurilor din braţe, exact ca şi în cazul lacurilor de acumulare sau al lacurilor din lunca Dunării. Volumul maxim de aproape 7 km³ acumulat în Deltă a fost observat de I. Vidraşcu în anul 1897. Aceasta reprezintă circa 3,5% din scurgerea medie anuală, ceea ce înseamnă că delta are şi un *rol regularizator în regimul hidrologic* al fluviului. Acest fapt reiese şi din amplitudinile maxime de nivel (diferenţa dintre nivelul minim şi maxim observat), care scad spre vărsarea fluviului de la cca 500 cm la Tulcea la 110 cm la Sulina.

Cantitatea apei din Deltă este însă influenţată şi de vînturile puternice, care bat aproape în permanenţă în această regiune. Astfel, dacă vîntul are direcţia VE, se observă o scădere puternică a nivelurilor, uşurîndu-se scurgerea fluviului; în schimb, dacă vîntul are direcţie EV, se observă un remuu eolian, o creştere a nivelului pînă la 80 cm la Sulina şi 16—18 cm la Primul Ceatal. Este interesant, de asemenea, faptul că în timpul vînturilor estice, apa sărată marină pătrunde în braţele deltei pe la fund, cu o viteză uneori mare (0,3 m/s), pînă la o distanţă de 5—10 km de la gura de vărsare (fig. 81). După cum rezultă din tabelul 33, fenomenul de remuu eolian

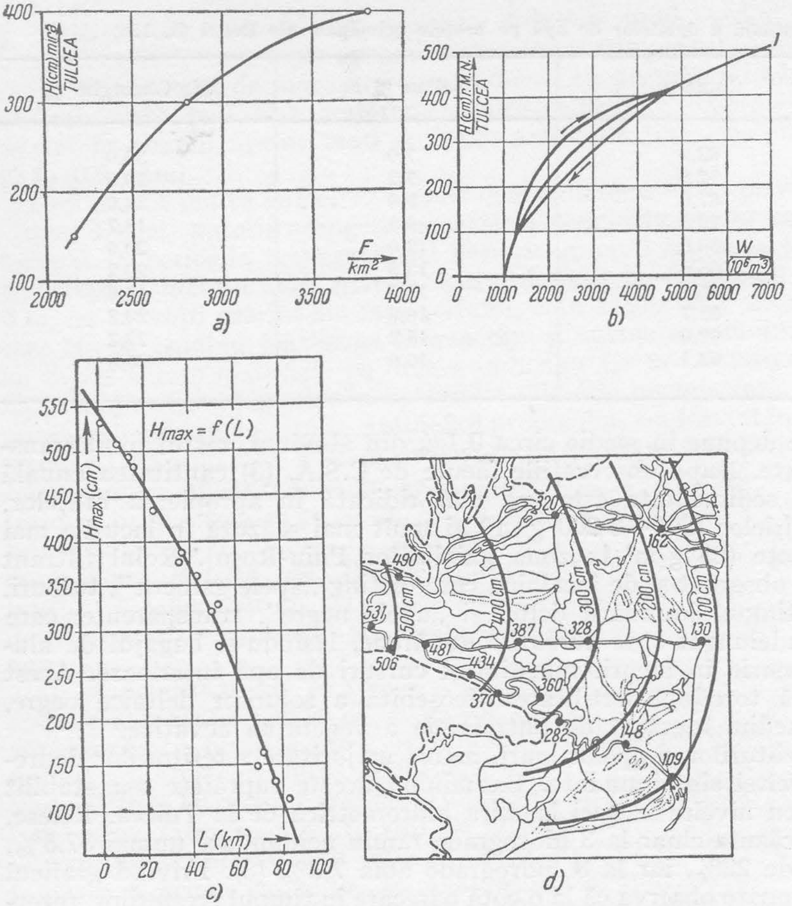


Fig. 80. (*a*) Suprafaţa acvatică a Deltei la diferite cote de nivel, la Tulcea; (*b*) volumul de regularizare în Deltă; (*c*) Scăderea amplitudinilor de mal; (*d*) amplitudinile maxime indicate prin izolinii (3).

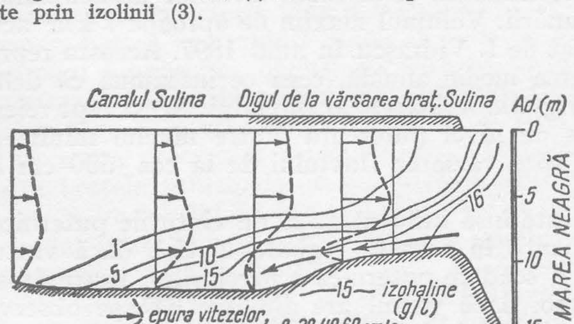


Fig. 81. Pătrunderea penelor de apă sărată în Braţul Sulina (după C. Bondar) (13). Pe verticală: izohaline; pe orizontală: epura vitezelor.

deltaic este foarte frecvent (93 zile pe an), în timp ce starea regresivă are o frecvenţă mai redusă (32 cazuri/an).

Vînturile cu caracter permanent sînt folosite de mult timp pentru punerea în funcţiune a morilor de vînt care armonizate cu natura deltei formează un peisaj inedit. Datorită randamentului bun pe care îl dau, în condiţiile Deltei, utilizarea lor ar putea fi lărgită mai mult în viitor, pentru acoperirea nevoilor energetice locale (staţii de pompare, producerea curentului electric etc.).

TABELUL 33

Amplitudinea nivelurilor sub acţiunea vînturilor şi frecvenţa lor la Vîlkov, în perioada 1945–1960 (3).

Amplitudinea (cm)	16–20	20–40	40–60	60–80	80–100	Total
Remuu eolian (cazuri pe an)	48	33	8	3	1	93
Regresiune eoliană (cazuri pe an)	17	12	3	—	—	32

De asemenea, variaţiile de nivel din Deltă sînt influenţate şi de fenomenul de maree, de flux-reflux. Acesta nu produce variaţii de nivel spectaculoase (între 6—8 cm), dar valurile produse în timpul fluxului pătrund în mod vizibil pînă la 15—20 km spre interiorul Deltei, prin canalul Sulina şi Braţul Sf. Gheorghe.

Toate aceste fenomene, sînt posibile datorită pantelor foarte mici ale nivelului apei din interiorul Deltei, care chiar de la Brăila variază în jur de 5—6 mm/km. La ape ridicate, pantele sînt cele mai mari, atingînd 7,6 cm/km, iar la ape mici pot să scadă pînă la 0,4 mm/km, ceea ce se apropie mult de orizontală, deci şi vitezele medii ale apelor din braţe scad pînă la 0,2—0,6 m/s.

■

Sub aspect morfologic, Delta Dunării se împarte în trei zone distincte: *zona nordică*, cu extindere mare a ostroavelor şi grindurilor neinundabile, martori de eroziune (Grindul Chilia Veche) în preajma braţului Chilia; *zona centrală*, între braţele Sulina şi Sf. Gheorghe, dominată de ape şi *zona sudică*, reprezentată de teritoriile mlăştinoase ale Dranovului şi complexului Razelm.

Arterele principale prin care apa pătrunde în Deltă în timpul apelor mari şi prin care se drenează rezervele din braţe la apele mici, sînt cunoscute sub numele de *gîrle, sahale şi canaluri**.

* *Gîrlele* sînt elemente hidrografice, generate în urma circulaţiei apei între lacuri şi mlaştini. Dimensiunile lor sînt foarte variate, iar unele dintre ele au fost reamenajate parţial sau integral fiind transformate în canaluri.

Sahalele sînt braţe părăsite de Dunăre, în prezent în curs de colmatare. Ele se deosebesc de canalurile obişnuite prin faptul că sînt însoţite de grinduri formate în perioada activă.

Canalurile sînt cursuri mai adînci de apă dragate, de obicei, de-a lungul unor gîrle în mod artificial. Ele sînt căile folosite frecvent pentru circulaţia cu bărci şi chiar şalupe.

Numărul acestor elemente hidrografice fiind foarte mare, considerăm că în lucrarea de față nu este oportuna înșiruirea lor. Dăm totuși arterele cele mai principale care sînt folosite în circulație. Astfel, în zona nordică canalele Goțca și Pardina fac legătura, prin depresiunea Pardina, între canalele Pardina și Chilia Veche; canalul meridional Pardina-Baharova-Erablina, face legătura între Chilia Veche și Dunărea Veche (marele ,,M") la Mila 23. Din zona centrală, la nord de canalul Sulina, sînt folosite canalul Șireasa, Șontea, Lopatna, Magearu. La sud de Brațul Sulina există un sistem de canale cu circulație destul de vastă, paralel cu Sulina, care asigură legătura cu brațul Sf. Gheorghe într-o serie de zone importante pentru pescuit. Axa principală este reprezentată de Canalul Litcov, care pornește din Brațul Sf. Gheorghe, de la Victoria, trece la sud de lacul Gorgova, iar în dreptul jepșii Cuibida se îndreaptă spre sud, terminîndu-se din nou în brațul Sf. Gheorghe. De la cotul de la Cuibida continuă o legătură cu canalul Caraorman, care pornește de la satul Crișana și se termină în lacul Puiu și Roșu.

În zona sudică, o mare importanță au canalele Dunavăț și Dranov, care transportă apă dulce spre complexul lagunar Razelm.

Teritoriul Deltei este presărat de o mulțime de lacuri și bălți (ghioluri) care constituie un tip genetic lacustru bine individualizat, ele ocupînd depresiunile deltaice cele mai adînci și cele mai slab colmatate. Sînt așezate spre centrele spațiilor dintre brațe sau sînt separate de brațe prin grinduri fluviatile. Adîncimea lor este variabilă, maxima nedepășind însă 2—3 m. Ele se organizează în complexe lacustre pe depresiuni deltaice (3);

În depresiunea Șireasa, la nord de Brațul Sulina, sînt cantonate zeci de lacuri mai mici, cel mai mare dintre ele fiind lacul Baciu, de 90 ha, Tătaru și Lung, fiecare în jur de 220 ha.

În depresiunea Pardina întîlnim numeroase lacuri separate de sahale și grinduri fluviatile. Cele mai mari sînt cele din complexul Tatanir (700 ha), Tihaiul Mare (400 ha), Bacium (300 ha), Andronic (90 ha) etc.

În depresiunea Șontea-Furtuna, în mijlocul depresiunii, se află ghiolul Furtuna, de 900 ha, cu adîncimea de 1 m. Merită să fie menționate și lacurile Băclănești și Ledeanca, fiecare în jur de 300 ha.

În depresiunea Matița-Merhei, se evidențiază Merheiul Mare (circa 1 100 ha), Matița (600 ha), Babina (400 ha) și Dolhei (300 ha), Trei Iezere (500 ha) și Bogdaproste (300 ha). Lacul Matița are o adîncime maximă considerabilă — 3 m,

La sud de Brațul Sulina — *în depresiunea Litcovului* întîlnim lacuri cu dimensiuni mari, cum sînt Gorgova (1 300 ha), cu adîncimea maximă de 1 m, Isacov (1 000 ha) și Uzlina (500 ha), cu adîncimi pînă la 2 m, și alte lacuri mari mărunte, legate între ele prin gîrle.

În depresiunea Roșu-Puiu, cel mai mare lac este Roșu cu 1 300 ha, urmînd apoi Lumina (900 ha), Puiu (800 ha), Puiuleț și Roșculeț, cu cîte 300 ha. Adîncimea lor este relativ mare, în jur de 2,5—3 m. Cu excepția ghiolului Lumina, toate celelalte sînt străbătute de canalul Caraorman.

La sud de brațul Sf. Gheorghe, se află un singur lac de dimensiuni mari și anume lacul Dranov, care este și cel mai mare lac de tip deltaic, cu o suprafață de 2 050 ha și o adîncime maximă de peste 2 m. Are legătură cu canalul Dranov.

Tot ca lacuri deltaice pot fi considerate şi lacurile de tip zăton (lagune moarte), cuprinse între grindurile maritime. Datorită acestui fapt, ele au forma alungită şi adîncimea în jur de 1 m. Dintre ele cele mai importante sînt: Zatonul Mare (cca. 350 ha) şi Zatonul Mic (80 ha), Periteasca Mare sau Coşna (550 ha), Periteasca Mică (150 ha) şi Leahova, cel mai mare, care are o suprafaţă de aproape 1 000 ha.

■

De formarea Deltei sînt legate şi alte tipuri genetice de lacuri, cum sînt la nord limanurile fluviatile Ialpug-Kugurlui (220 km²), Katlabug (64 km²) şi Khitai (50 km²) pe teritoriul U.R.S.S., iar la sud complexul lagunar Razelm (Razim) (710 km²) şi lacul Babadag (30 km²), liman fluvio-maritim. Cu excepţia complexului Razelm (Sinoe, Goloviţa, Zmeica, Tuzla, Caranasuf, Ceamurila, Calica şi Agighiol), restul lacurilor au apă dulce. Razelmul este îndulcit artificial prin apele Dunării, transportate de canalele Dranov şi Dunavăţ (cu debit de circa 32 m³/s în medie). Aceste resurse vor asigura irigarea unor suprafeţe extinse din nordul Razelmului, care practic se va transforma într-un uriaş rezervor de apă dulce a Dobrogei de Nord.

Mlaştinile ocupă circa 40% din suprafaţa Deltei (2 330 km²). Ele sînt eutrofe şi acoperite permanent sau aproape permanent cu o vegetaţie palustră deasă în care predomină stuful. Regiunile întinse cu stufării, mai ales cele cu fundul nisipos, dau naştere cu timpul la o formaţiune interesantă şi nemaiîntîlnită în asemena proporţii în altă parte a lumii şi anume la zonele de plaur.

Locurile favorabile creşterii stufului se găsesc în zonele unde adîncimea apelor nu depăşesc 1,5 m, asigurîndu-se astfel aerisirea şi mineralizarea necesară mediului în care se dezvoltă. Asemenea condiţii se pot întîlni, mai ales, în depresiunile Pardina, Şontea, Gorgova, Carasuhat, Uzlina şi parţial în Delta Chiliei.

Restul vegetaţiei palustre este reprezentat de papură, pipirig, rogoz, iar cea de uscat de plopul alb, plopul negru, plopul tremurător, frasinul, stejarul pedunculat, părul pădureţ, mărul pădureţ, salcia, ulmul, gîrniţa, aninul negru, teiul, ulmul etc. Dintre speciile subarborete amintim porumbarul, măceşul, păducelul, cruşinul, verigarul etc.

În viitor se preconizează crearea unui număr mare de incinte îndiguite în Deltă, care vor avea menirea de a asigura un regim hidrologic optim pentru o stuficultură şi piscicultură organizate la un înalt nivel. În cazul realizării „compartimentării" deltei, se va reduce parţial rolul ei regularizator, în schimb se vor mări pantele longitudinale, vitezele apei şi se va accentua poate şi eroziunea liniară în braţe, ceea ce ar avea un efect favorabil pentru navigaţie. Lucrări parţiale de îndiguire au şi început, în scopul apărării unor terenuri agricole de-a lungul braţului Chilia (subdelta Pardinei) şi între Tulcea-Mahmudia, de-a lungul braţului Sf. Gheorghe, creîndu-se condiţii favorabile cu precădere pentru culturile de porumb şi legumicultură. Pentru piscicultură au fost realizate, de asemenea, incinte în majoritatea Deltei.

În aval de Baziaş şi pînă la vărsare, Dunărea primeşte 14% din debitele sale, adică 31,5 km³/an. Acest volum de apă provine de pe teritoriul a patru ţări, ponderea cea mai mare avînd-o însă România care contribuie cu — 66%. Restul provine dinspre Iugoslavia (7%), Bulgaria (22%) şi URSS (5%).

Cu alte cuvinte 86% din scurgerea totală provine în Dunăre din sectorul din amonte de intrarea fluviului pe teritoriul ţării noastre.

Bogăţia scurgerii medii în diferite părţi ale bazinului hidrografic dunărean depinde de bilanţul lor hidrologic. Trebuie să subliniem că marea varietate teritorială a valorilor elementelor bilanţului hidrologic se datoreşte în primul rînd condiţiilor variate de relief şi diversităţii mari a influenţelor climatice oceanice, mediteraneene şi euro-asiatice continentale.

Regiunile de munte reprezintă, datorită zonalităţii verticale a factorilor climatici, centrele cu umiditate bogată, care, deşi ocupă numai 36% din bazin, dau totuşi 75% din scurgerea fluviului la vărsare. Masivele muntoase ale Alpilor, Dinaricilor, Carpaţilor şi Balcanilor constituie adevărate bariere în calea deplasării maselor de aer, acestea reflectîndu-se în repartizarea teritorială a tuturor elementelor bilanţului hidrologic.

Precipitaţiile medii (X_0). Masele de aer, care aduc majoritatea precipitaţiilor în bazinul Dunării, provin dinspre Oceanul Atlantic şi Marea Mediterană. Ele au efecte maxime în faţa primelor masive muntoase pe care le întîlnesc în cale. Astfel, influenţa oceanică în formarea precipitaţiilor orografice este mai accentuată în faţa versanţilor vestici ai Alpilor nordici, în bazinele Iller-Lech, în faţa Carpaţilor Vestici din Cehoslovacia, în faţa Carpaţilor Occidentali din ţara noastră, iar masele de aer adriatice provoacă ivirea centrelor cu maximă umiditate în zona de izvoare ale Savei (pe pantele sudice ale Alpilor Iulieni) şi ale Alpilor Orientali (izvoarele Dravei). Astfel, precipitaţiile maxime depăşesc 2 500 mm în bazinul Sava Bohinjka (Izvir Savica — 3 141 mm), la izvoarele Kupei pe vîrful Risnjak (altitudinea 1 528 m, precipitaţii 3 709 mm) şi masivul Kapela, în bazinul Drinei, între afluenţii Piva-Tara (Durmitor, masivul cu altitudinea de 2 522 m, Staţia Iabliar, la altitudinea de 1 450 m — 2 049 mm), precum şi în zona de izvoare a Dravei (pîrîul Gschlössbach). Dar în zonele menţionate, poate nu contează atît aceste ,,insule de precipitaţii maxime", cît repartiţia teritorială a cantităţilor de peste 1 000—1 500 mm, care dau naştere unei scurgeri fluviatile bogate (fig. 82). Asemenea condiţii se întîlnesc în toate regiunile alpine, exceptînd văile adînci, în majoritatea Munţilor Dinarici şi cu caracter insular în Carpaţi. În marile regiuni depresionare, cum sînt: Depresiunea Panonică şi cea Pontică, precipitaţiile scad sub 600 mm, iar în estul Cîmpiei Române, în Podişul Moldovei şi în Dobrogea chiar sub 500 mm. În ultimul caz s-a înregistrat un minim sub 400 mm, iar în Deltă, la Sulina, media precipitaţiilor anuale este de 359 mm. Valori scăzute ale precipitaţiilor s-au înregistrat şi pe versanţii orientali ai regiunilor muntoase aflate în condiţii pseudo-föhnale (versanţii estici ai Munţilor Apuseni, ai Carpaţilor Vestici, Carpaţilor Orientali, ai Balcanilor, Dinaricilor—bazinul Morava—etc.

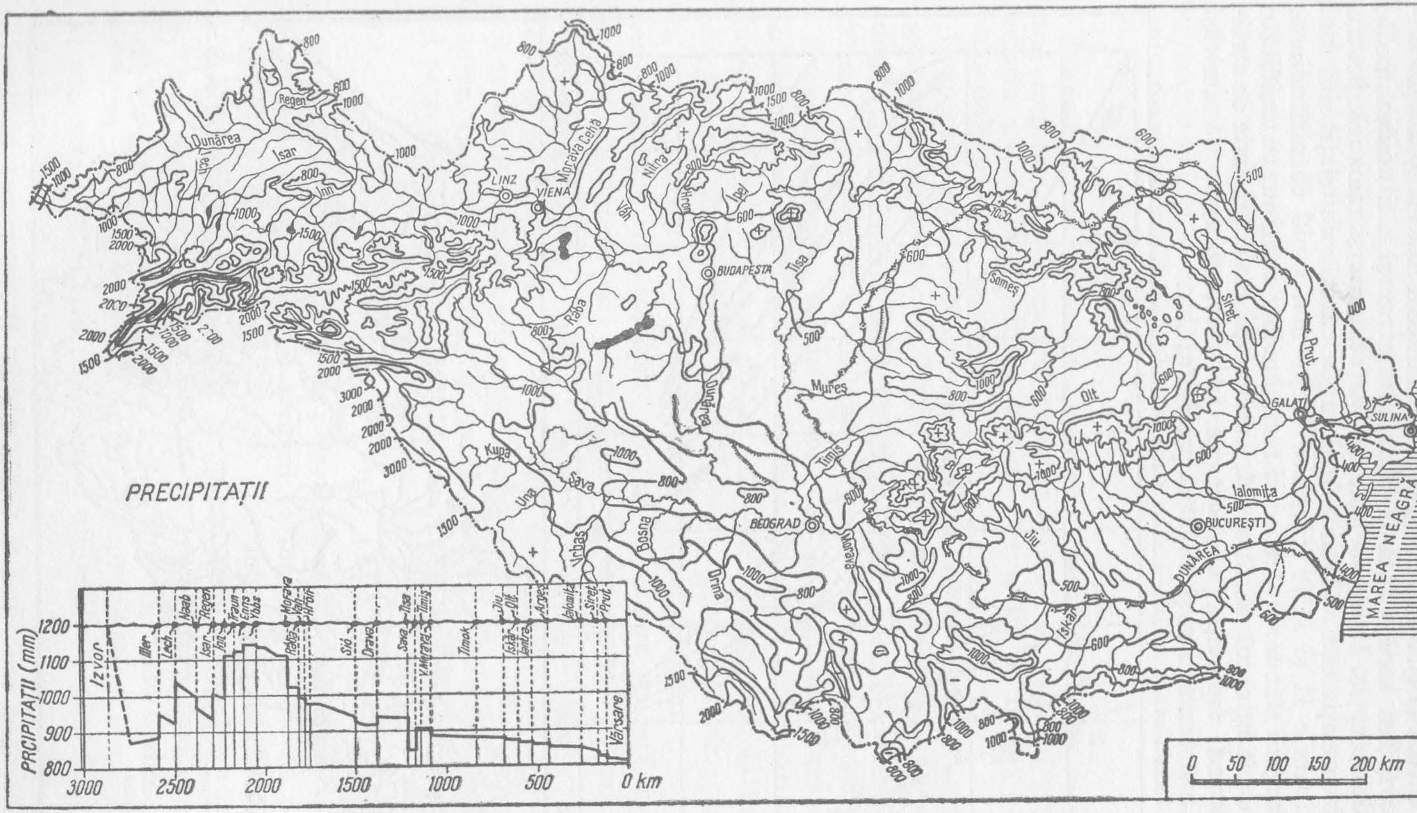


Fig. 82. Harta precipitațiilor medii anuale din bazinul Dunării (I. Ujvári).

Scurgerea medie (Y_0). Pentru regiunile de munte a fost elaborată corelaţia dintre scurgerea medie dată în milimetri strat şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie. De asemenea, au fost separate şi raioanele pentru care aceeaşi corelaţie este valabilă. Acolo unde curbele de relaţii sînt mai înclinate (raioanele II şi III), scurgerea creşte mai rapid cu altitudinea, gradienţii scurgerii sînt mai mari , deci ne aflăm într-o regiune cu umiditate mai bogată decît în cazul raioanelor I, cu condiţii mai apropiate de verticală. Comparînd repartiţia acestora pe teritoriu, ajungem la aceleaşi legi care au fost semnalate şi în cazul precipitaţiilor.

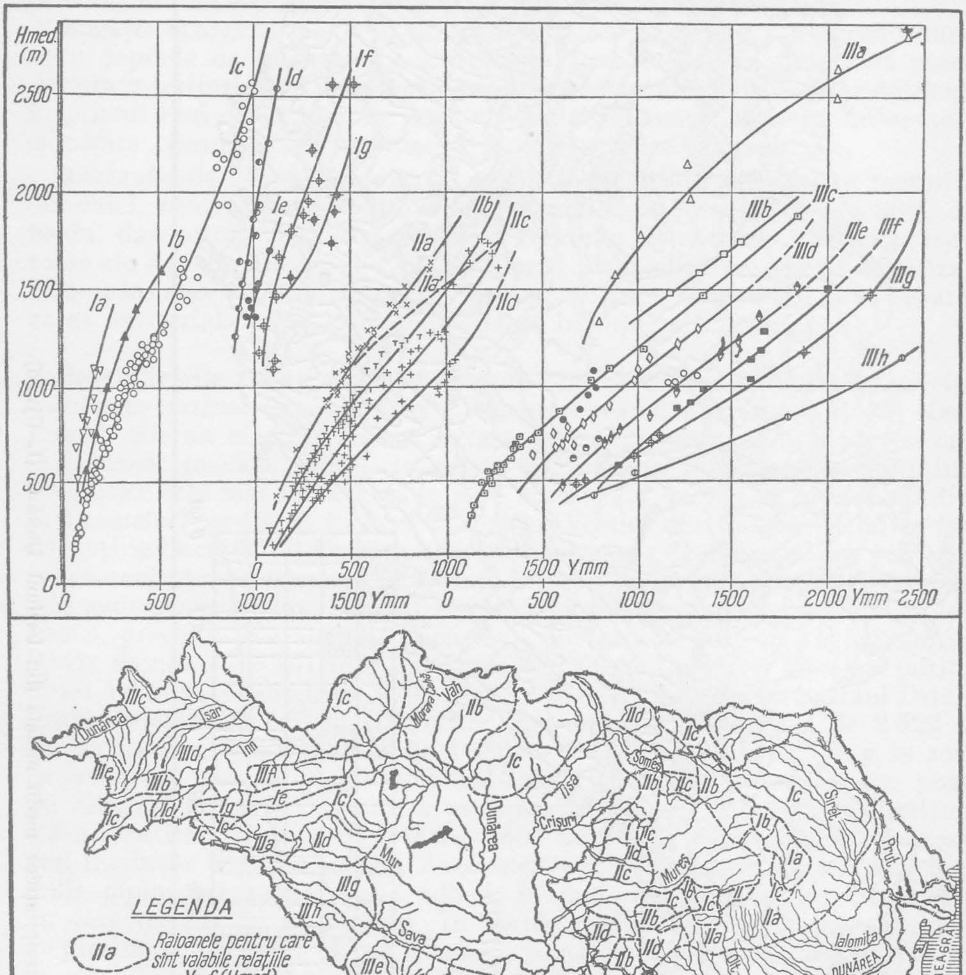


Fig. 83. Funcţia scurgerii medii (*Hm*) în bazinul Dunării (I. Ujvári).

Scurgerea medie depăşeşte 500 mm în toate regiunile alpine şi în Dinarici. La altitudini mari, scurgerea variază între 1 500 şi 3 000 mm, maxima observîndu-se la izvoarele Savei şi Kupei. În restul zonelor muntoase (Carpaţi, Balcani), izoreea de 500 mm apare numai insular, valorile cele mai ridicate fiind în jur de 600—1 400 mm (fig. 84).

În Depresiunea Panonică şi Pontică, scurgerea se reduce sub 50 mm şi în unele regiuni secetoase chiar pînă sub 30 mm. Scurgerea cea mai redusă se observă în estul ţării noastre, în Piemontul Covurluiului (sub 20 mm) şi în incinta teritoriilor semiendoreice din Bărăgan, unde — lipsind scurgerea superficială — valoarea scurgerii medii pe seama apelor subterane nu poate depăşi 5 mm.

Evapo-transpiraţia Acest fenomen variază în limite mai reduse, ea fiind condiţionată în primul rînd de factorii evaporaţiei potenţiale, de radiaţia solară, de condiţiile termice dar şi de cantitatea precipitaţiilor disponibile pentru evaporaţie.

Evaporaţia potenţială este cea mai ridicată în regiunile joase din sudul bazinului: Cîmpia Savei, Timişului, Cîmpia Română, Dobrogea, unde atinge 700—900 mm. Scade apoi spre nord la altitudini joase pînă la 600—800 mm, iar în munţi la altitudini de peste 2 000 m, chiar sub 300 mm.

Evapo-transpiraţia maximă, observată în regiunile piemontane (axă), variază în jur de 580—600 mm în cursul superior al Dunării şi în Depresiunea Panonică şi ajunge pînă la 600—700 mm în Cîmpia Savei, la vest de vărsarea Bosnei, unde atît evaporaţia potenţială cît şi precipitaţiile au valori ridicate. Spre centrul Cîmpiei Tisei şi la sud şi est de Carpaţi, evapo-transpiraţia scade spre cîmpii, din cauza scăderii precipitaţiilor, iar spre altitudinile mai mari, în munţi, din cauza reducerii evaporaţiei potenţiale. Astfel, în Cîmpia Tisei, spre centrul ei, întîlnim valori de 480—500 mm, iar în Bărăgan şi la est de el chiar şi valori sub 400 mm. Acestea sînt regiunile cele mai secetoase din bazin, unde şi scurgerea atinge valori minime. În munţi, evapo-transpiraţia rămîne puţin sub valoarea evaporaţiei potenţiale, scăzînd la altitudini mari pînă la 200—250 mm (fig. 85).

■

Ca sinteză, în fig. 82,84 sînt prezentate valorile bilanţului hidrologic din lungul cursului principal al Dunării, obţinute de pe hărţile precipitaţiilor şi scurgerii (perioada 1896—1955). La întocmirea hărţii scurgerii medii au fost folosite datele de la 935 de posturi hidrometrice. La vărsare, debitul mediu al Dunării este de 6 510 m^3 pentru perioada menţionată. I.S.C.H. a obţinut însă pentru perioada 1921—1960 un debit mediu de 6 290 m^3. Diferenţa se datoreşte în parte — după părerea noastră — utilizării tot mai intense a apelor fluviului şi afluenţilor pentru irigaţii şi în alte scopuri economice. Astfel, datele din fig. 84 oglindesc mai mult situaţia naturală a resurselor de apă.

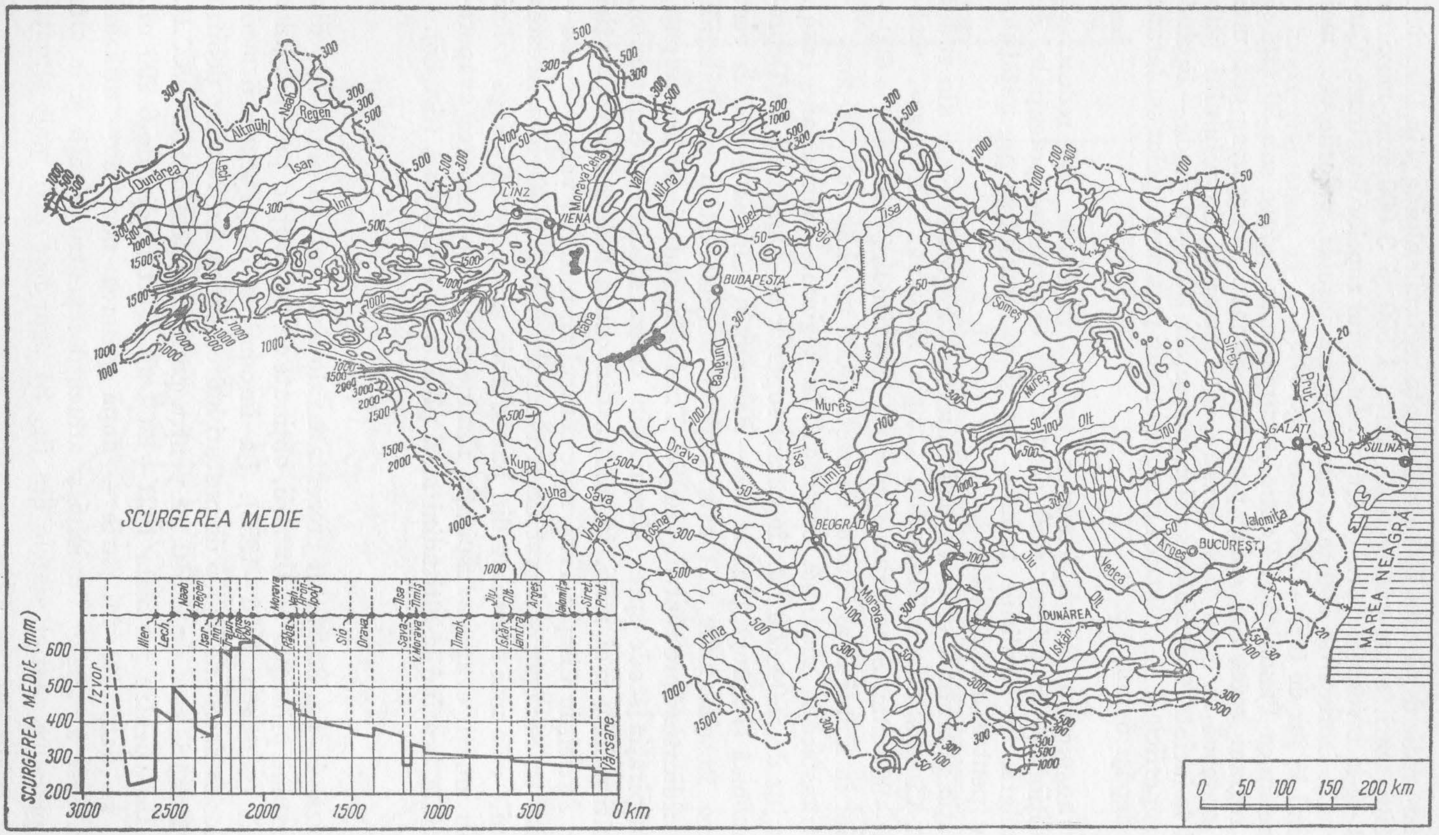


Fig. 84. Harta scurgerii medii (strat mm) pentru bazinul Dunării (I. Ujvári).

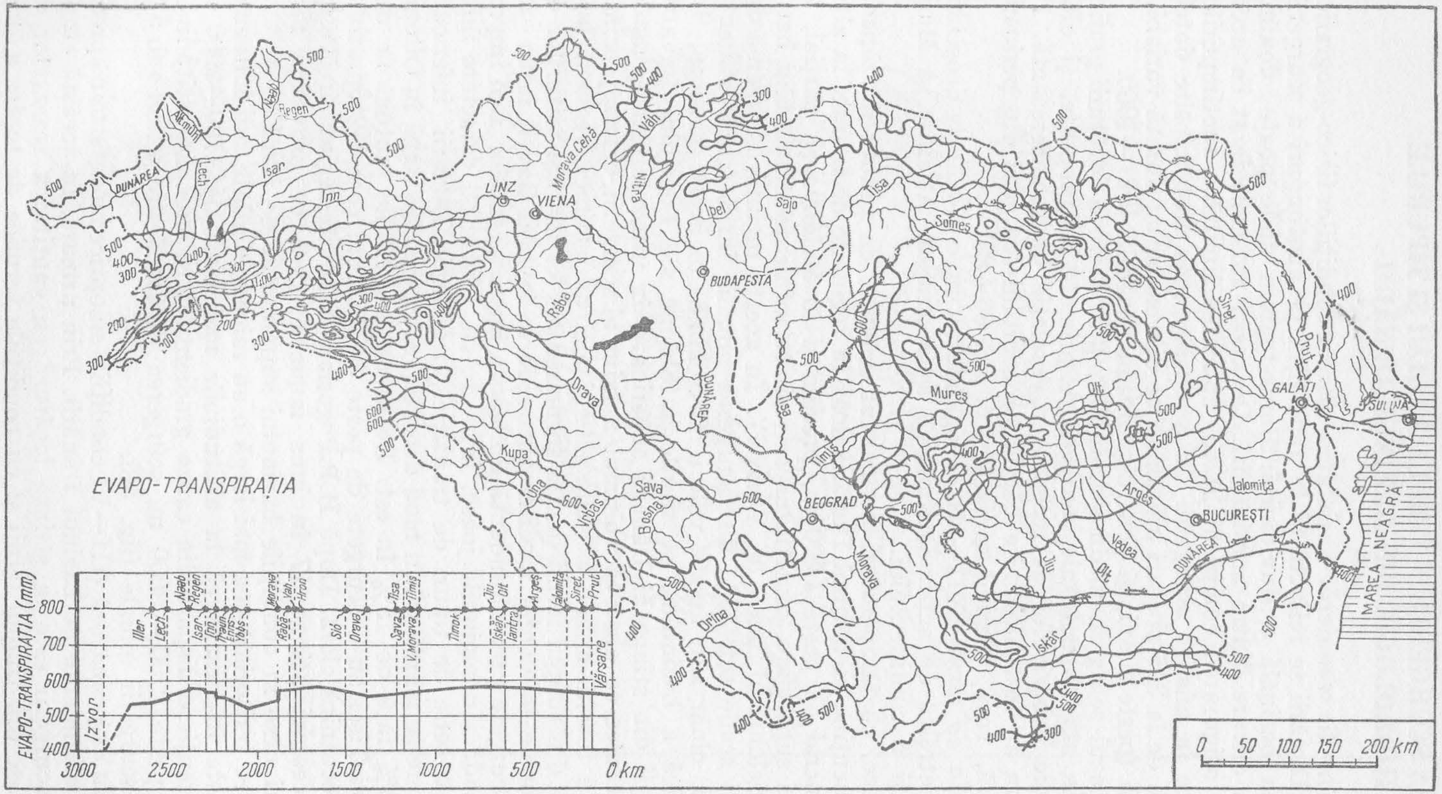


Fig. 85. Harta evapo-transpirației medii (strat mm) din bazinul Dunării (I. Ujvári).

REPARTIŢIA SCURGERII ÎN TIMPUL ANULUI ŞI TIPURILE DE REGIM HIDROLOGIC DIN BAZINUL DUNĂRII

Scurgerea medie sezonieră. Varietatea mare a condiţiilor fizico-geografice din bazinul Dunării se reflectă şi în repartiţia pe anotimpuri a scurgerii. Pe suprafaţa bazinală a fluviului întîlnim regiuni unde poate domina scurgerea în oricare dintre anotimpuri. De aceea am considerat ca necesară pentru asigurarea comparabilităţii, aplicarea limitelor anotimpurilor calendaristice în analiza scurgerii. Cu acest scop, au fost folosite datele de observaţii de la 315 posturi hidrometrice din bazin, cu durată variabilă de observaţii (peste 8 ani) şi pentru perioada generală 1921—1960.

Ca şi în cazul scurgerii medii s-a stabilit, prin metoda legăturii grafice între valorile anotimpuale ale scurgerii, exprimate în procente, şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie, o corelaţie bună, interesantă. Pe baza acestora au fost întocmite hărţile procentului scurgerii din perioada de primăvară, vară, toamnă şi iarnă (v. fig. 86—89)

În perioada de iarnă (XII—II) se oglindeşte cu o fidelitate deosebită influenţa centrelor de acţiune climatică a Oceanului Atlantic, a Mării Mediterane şi a continentului.

Timpul rece, cu temperaturi permanent scăzute, cu pătură de zăpadă stabilă, se menţine în bazinul Dunării doar în regiunile de munte, la altitudini în general de peste 1 000 m, precum şi în Moldova şi, parţial, în bazinul Tisei superioare, unde iarna se resimte influenţa maximului barometric anticiclonal al „axei lui Voekov". În aceste regiuni, scurgerea din timpul iernii scade sub 15% din scurgerea anuală, iar în cazul afluenţilor Prutului, chiar sub aceste valori. În schimb, în acest anotimp, în partea vestică a bazinului, pe rîurile autohtone ale Podişului Bavariei şi pe afluenţii din stînga ai Dunării superioare, în urma influenţei maselor de aer oceanice, se observă volumul maxim al scurgerii, care reprezintă 35—40% din totalul anual. Zăpada este şi aici un fenomen frecvent, însă topirile dese din timpul iernii duc la formarea apelor mari şi viiturilor de iarnă. În zonele influenţei mediteraneene de la izvorul Savei, iarna nu se observă scurgere prea abundentă din cauza lipsei rezervelor mai importante de zăpadă. În regiunile joase, între aceste centre cu caractere diferite, există o serie de tipuri de tranziţie. În Cîmpia Dunării inferioare această trecere se manifestă în mod deosebit, scurgerea de iarnă în Oltenia depăşind 30% faţă de 15% în est. De asemenea, rîurile autohtone din estul Cîmpiei Tisei au o scurgere de peste 30% iarna, ceea ce reprezintă o influenţă oceanică clară. După H.P.Pogosian, în aceste regiuni frecvenţa ciclonilor oceanici atinge 17 în luna ianuarie, ceea ce provoacă ninsori şi topiri dese în condiţiile bazinului supranumit de iarnă.

Răspîndirea teritorială cea mai largă o au raioanele aflate sub influenţă oceanică. Este interesant că la altitudinile mai mari de 1700—2000 m această diferenţiere dispare din cauza gradienţilor termici. La altitudinea glaciaţiunii, peste 2700 — 3000 m, scurgerea de iarnă are valori sub 5% din totalul scurgerii anuale (fig. 86).

În perioada de primăvară (III—V) condiţiile sinoptice nu determină precipitaţii prea abundente pe bazinul Dunării. Prin urmare, în această etapă abundenţa scurgerii este în strînsă legătură cu cantitatea rezervelor de zăpadă rămase din timpul iernii şi cu condiţiile termice de topire a lor.

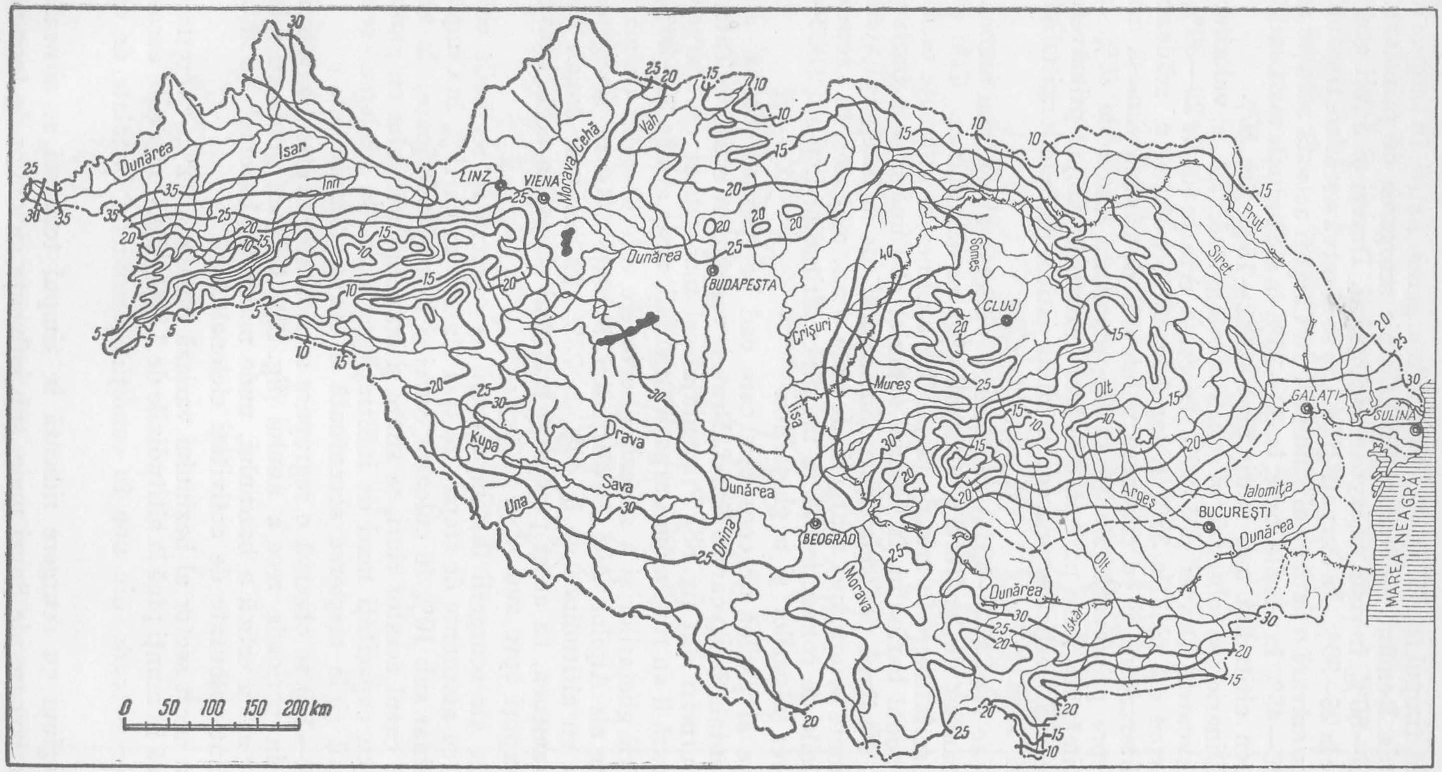


Fig. 86. Scurgerea medie (% din anual), din timpul iernii, în bazinul Dunării. (I. Ujvári).

Ploile căzute în timpul topirii ridică, desigur, scurgerea. Astfel, în timp ce în Moldova, Cîmpia Română şi Podişul Prebalcanic scurgerea de primăvară variază între 45—50%, în zona de izvoare a Dunării, Dravei şi Savei acest procentaj scade la 25-30%. În Carpaţii şi în Alpi se observă o scădere treptată a scurgerii de primăvară o dată cu altitudinea. În Carpaţi această scădere se produce de la 40—45% în părţile joase, la 32—35% la altitudinile mari, iar în cazul Alpilor, cu altitudini mai mari, pînă la 12—15% (fig. 87).

În Munţii Dinarici se observă o zonalitate longitudinală a valorilor scurgerii: la izvoarele Dravei şi Savei, scurgerea este în jur de 25—30%, crescînd apoi spre est pînă la 35% şi apoi la 40%, o dată cu scăderea influenţei mediteraneene şi cu creşterea volumului de zăpadă rămasă din timpul iernii spre primăvară. Merită să fie remarcată limita de 40% a scurgerii de primăvară, care pare să despartă bazinul în timpul primăverii într-o zonă oceanică vestică şi una continentală estică, pe linia longitudinii estului Cîmpiei Tisei.

În perioada de vară (VI—VIII) se observă varietatea cea mai mare a repartiţiei raioanelor de legătură a scurgerii (%) cu altitudinea. Cele cu gradienţi mici se întîlnesc în aria de răspîndire a climei cu influenţe mediteraneene în sudul bazinului, în bazinul superior al Dunării şi în bazinul Moraviei Cehe. Pe lîngă perioada ,,pseudomusonică" de la începutul verii, o importanţă mare la formarea scurgerii de vară o au, mai ales, în ,,zonele adăpostite" ploile de convecţie, iar în munţii cu altitudini de peste 2300—2500 m, topirea zăpezilor şi a gheţarilor.

Efectul mare al ploilor de convecţie care cad pe pantele estice ale Carpaţilor Orientali, la izvoarele Murei, Dravei, versanţilor estici ai Tatrei etc. se poate urmări din fig. 88. Procentajul cel mai ridicat de scurgere din ploile de vară îl au rîurile din Carpaţii Orientali, unde atinge 32—36%.

Efectul topirii gheţarilor şi a zăpezilor sezoniere este deosebit de mare în zonele înalte ale Alpilor. Aici, la altitudini de peste 2000 m, scurgerea de vară creşte cu altitudinea de la 40% la 73% din volumul anual. Se observă, de asemenea, că acest procentaj este mai ridicat la acelaşi nivel pe versanţii expuşi spre sud.

Valori reduse ale scurgerii în timpul verii se observă în regiunile cele mai secetoase, cu amprente de stepă; acestea sînt în jur de 15% în Cîmpia Tisei şi scad chiar sub 10% în culoarul Savei şi în regiunile joase, la est de Carpaţi. În cazul acestor rîuri, se simte şi influenţa reliefului cu pante mici şi soluri cu capacităţi mari de infiltraţii, care duc la scăderea esenţială a scurgerii şi la creşterea accentuată a evapo-transpiraţiei.

Toamna (IX—XI) se observă o regrupare a raioanelor în direcţia poziţiilor observate în perioada rece a anului (fig. 89). Cele cu gradienţi mici se observă în partea estică a bazinului, unde maximele barometrice anticiclonale nu sînt tulburate de activităţi ciclonale.

Scurgerea în acest sector al bazinului variază între 8 şi 12%. O creştere slabă se observă în munţi pînă la altitudinile de 1800—2000 m; peste această cotă scurgerea scade din nou în condiţiile unei ierni instalate de cu toamnă.

Singurele regiuni cu scurgere ridicată în timpul toamnei se situează în regiunile de izvoare ale Savei unde, sub influenţa ciclonilor de toamnă

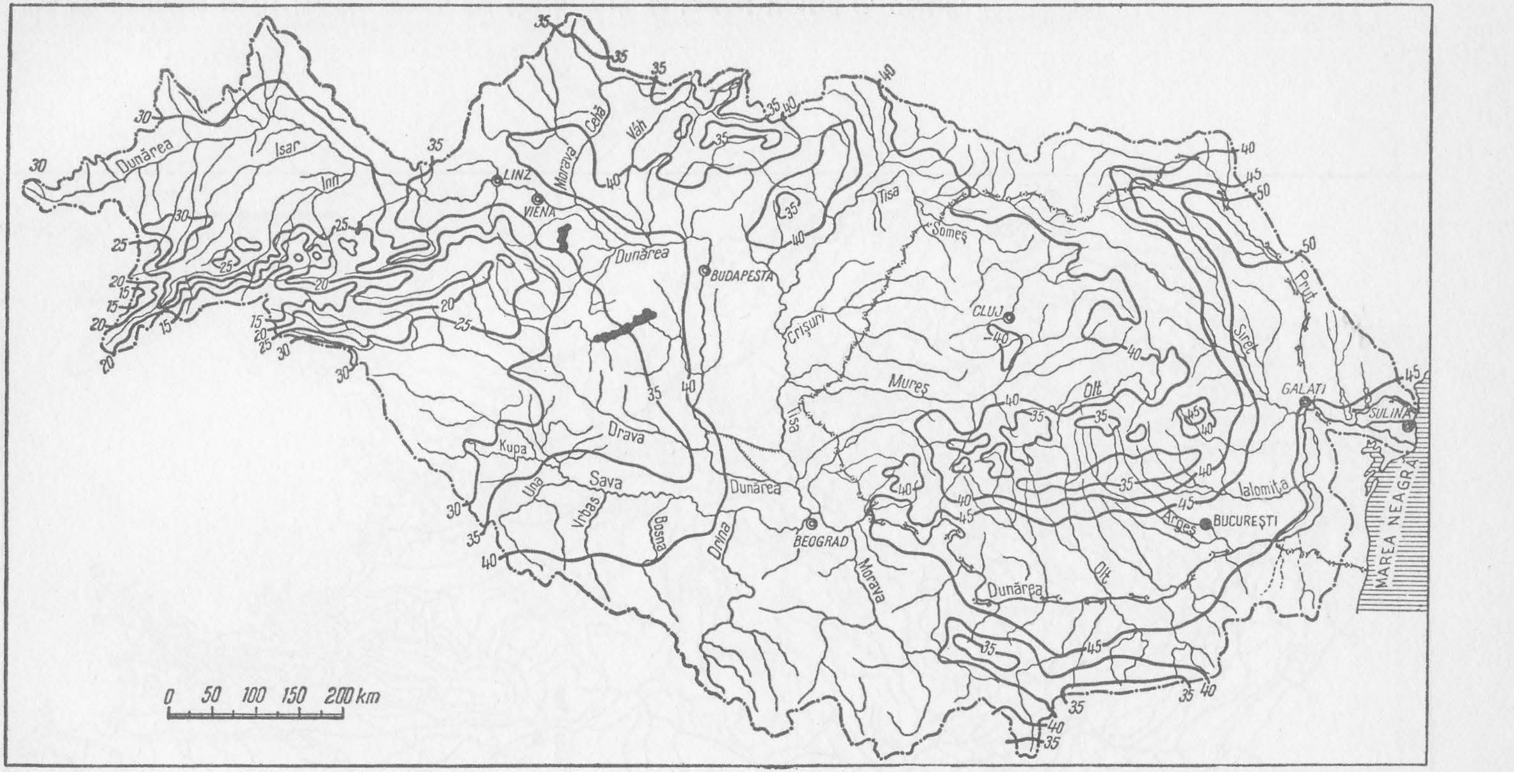


Fig. 87. Scurgerea medie (% din anual), din timpul primăverii, în bazinul Dunării (I. Ujvári).

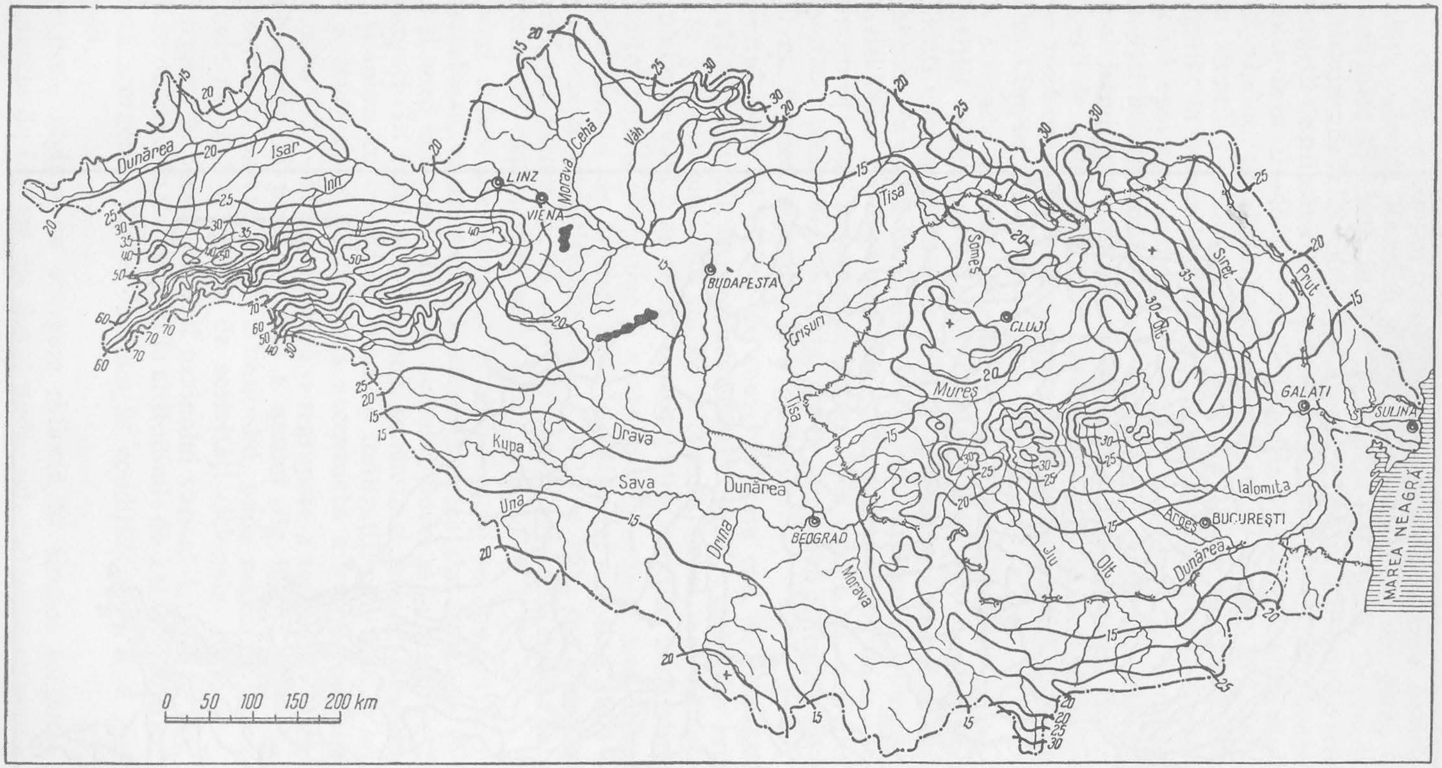


Fig. 88. Scurgerea medie (% din anual), din timpul verii, în bazinul Dunării (I. Ujvári).

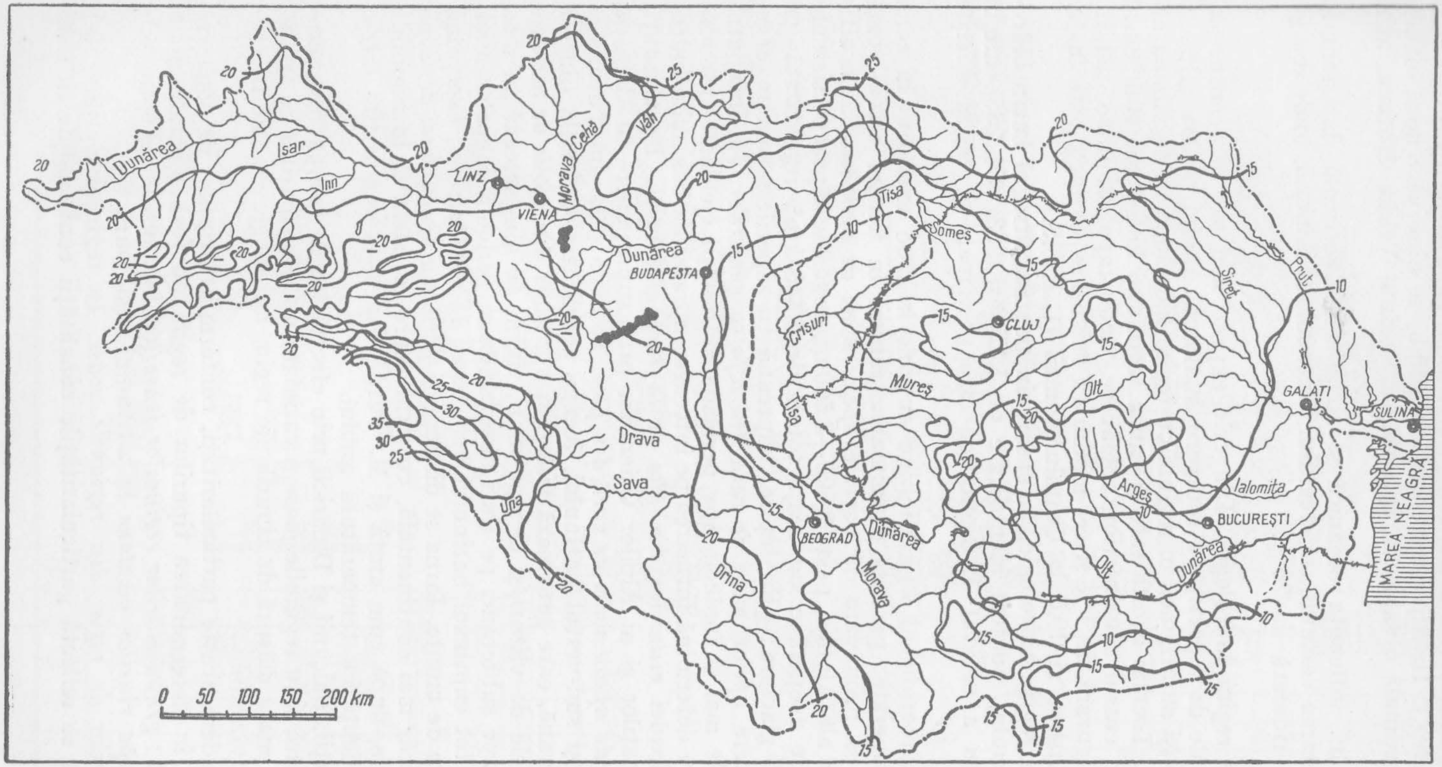


Fig. 89. Scurgerea medie (% din anual), din timpul toamnei, în bazinul Dunării (I. Ujvári).

veniţi dinspre Marea Adriatică, scurgerea atinge valorile record din timpul anului (35—38%). În Alpii Dinarici, în schimb, se observă o nouă scădere zonală longitudinală a valorilor, spre est, în bazinul Velika Morava, atingînd 15%.

În ansamblu, influenţa oceanică şi zonalitatea verticală duc toamna la individualizarea vestului, sud-vestului şi nordului bazinului, unde scurgerea este mai ridicată de 20%.

Tipurile de regim hidrologic. Din cele expuse mai sus se conturează legile principale de repartiţie a scurgerii în timpul anului pentru afluenţii Dunării, care îşi au originea în regiuni cu regim hidrologic şi de alimentare foarte variat. Tocmai acesta este şi cauza regimului hidrologic compensat al Dunării în cursul său inferior, românesc, unde raportul între debitul maxim cu asigurare de 1% şi cel minim cu asigurare de 99% este în jur de 13,7 la Orşova şi 10,8 la Ceatalul Izmail (U.R.S.S.)

Tipurile de regim hidrologic, în ansamblu pentru întregul bazin hidrografic al fluviului, au fost identificate de I.Ujvári (253, 254, 255) care în cursul analizei a separat 19 tipuri, cu faze principale de regim diferite (fig. 90).

Bazinul hidrografic al Dunării fiind cuprins în mod exclusiv în zona climatică temperată, permite acumularea zăpezii în fiecare iarnă, care prin topirea sa primăvara dă naştere *apelor mari de primăvară*. La altitudinile mari ale Alpilor, peste 2 800—3 500 m, se găsesc zăpezi persistente şi gheţari care acoperă o suprafaţă totală de 1 445 km^2, repartizată pe 25 de unităţi glaciare; prin topire, împreună cu zăpezile sezoniere, acestea dau naştere *apelor mari de vară din topirea gheţarilor*. La începutul verii, în lunile mai şi iunie începe perioada activităţii ciclonale pseudomusonice, care determină formarea pe întreaga suprafaţă a bazinului hidrografic al perioadei *viiturilor din ploi de la începutul verii*. Pe versanţii estici ai Carpaţilor şi ai Alpilor Orientali, prin suprapunere în timp, ia naştere *perioada apelor mari de vară din ploi*. Toamna şi la începutul iernii, în sudul şi sud-vestul bazinului, începe activitatea ciclonală dinspre Marea Mediterană, care generează *viituri şi ape mari din ploile de toamnă*. Între perioadele de viituri şi de ape mari, rîurile se alimentează în mod exclusiv din ape subterane, pe rîuri observîndu-se perioadele apelor mici. Se disting în tot cuprinsul bazinului *apele mici de vară-toamnă*, exceptînd regiunile înalte de munte. Iarna se distinge şi *perioada apelor mici de iarnă* în partea estică, mai continentală, cu ierni aspre în bazin şi în regiunile de munte unde, după cum arată şi M. Pardé, fazele de regim sînt într-o strînsă dependenţă cu temperatura anului.

Alpii, Carpaţii, Balcanii şi Dinaricii prin efectul lor de compartimentare climatică asigură şi în regiunile joase o varietate mare a tipurilor de regim, care diferă în mare măsură de tipurile de regim hidrologic zonale în sensul larg al cuvîntului.

Avînd în vedere aceste particularităţi, conform principiilor de separare fazo-genetice, în determinarea tipurilor de regim au fost separate două grupe de bază: *grupa rîurilor regiunilor joase* (cu bazine de recepţie sub 750 m) şi *grupa rîurilor montane* la altitudini mai mari.

Grupa tipurilor de regim din regiunile joase. În regimul rîurilor din regiunile joase se reflectă particularităţile zonalităţii continentale în sens

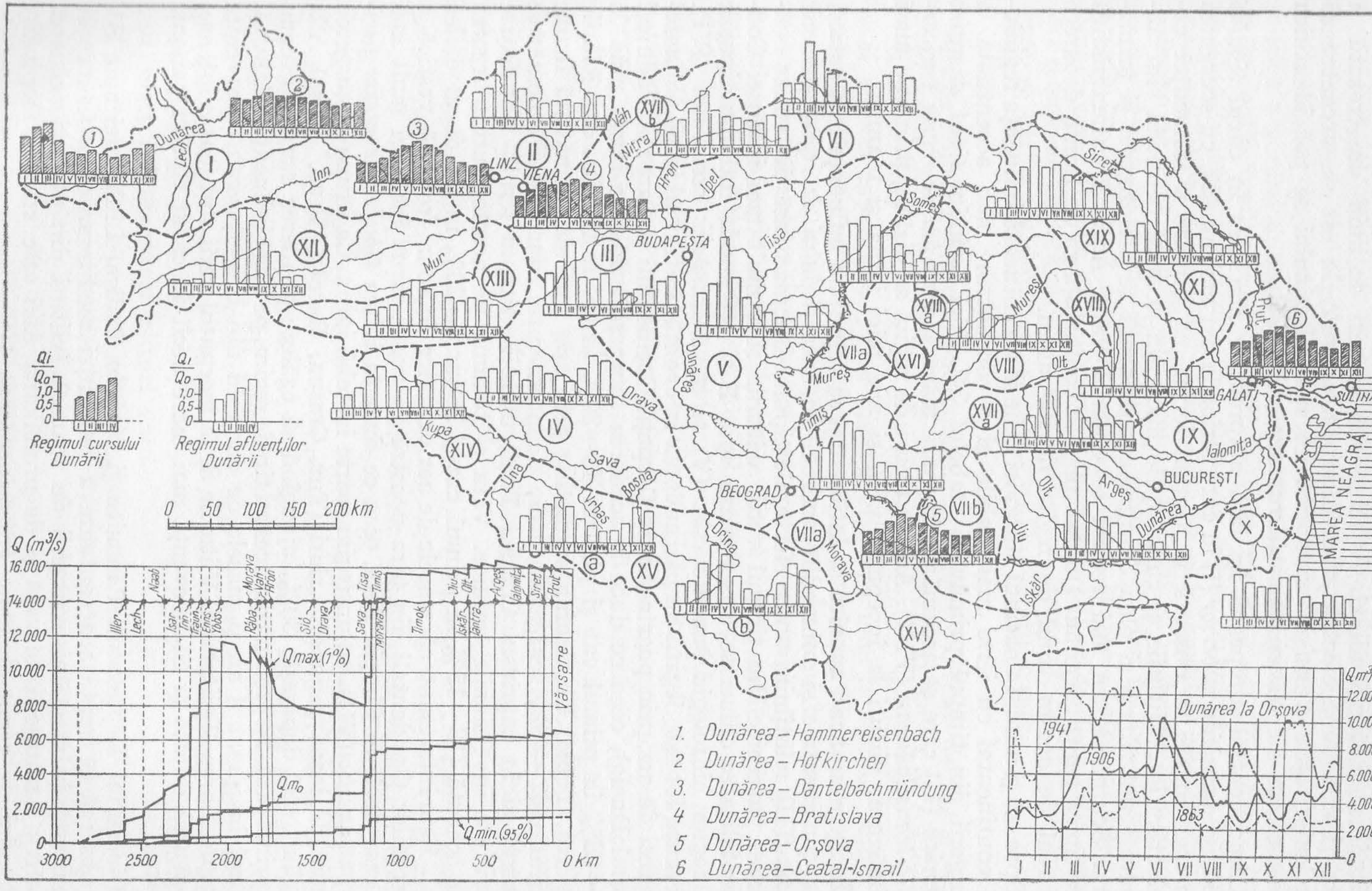


Fig. 90. Harta tipurilor de regim hidrologic din bazinul Dunării (I. Ujvári).

latitudinal şi longitudinal. Astfel, dacă la vest de linia de creastă a Carpaţilor domină efectele *climei Europei centrale*, la est se accentuează particularităţile *climei est europene*. În sudul bazinului se pot identifica unele efecte ale *climei submediteraneene, adriatice*.

Clima central-europeană îşi lasă amprentele mai ales în cazul *tipului de regim danubian superior* (I) în care perioada cea mai umedă, cu scurgerea cea mai bogată se observă în timpul iernii, ca urmare a influenţei climei atlantice. Viiturile şi chiar apele mari din această perioadă sînt alimentate din zăpezi şi ploi. Scurgerea abundentă se prelungeşte şi primăvara. Scurgerea cea mai redusă se observă vara. Această caracteristică este tipică pentru regimul Dunării pînă la confluenţa sa cu Innul, deoarece în aval de acesta tipul de regim devine alpin.

Spre est şi nord, în bazinul Moraviei Cehe se accentuează influenţa regimului continental cu ierni mai stabile şi o concentrare mai accentuată a scurgerii din timpul primăverii (tabelul 34). Aici întîlnim *tipul de regim boemian* (II) care se aseamănă, în mare măsură, cu *tipul de regim pericarpatic transilvănean* (VIII). Aceste tipuri de regim se disting prin ape mari primăvara, viituri la începutul verii şi ape mici iarna şi toamna.

În Depresiunea Panonică se întîlnesc şi se suprapun influenţele atlantice, cele continentale şi submediteraneene. În cazul *tipului de regim panonic vestic* (III) reîntîlnim unele efecte ale tipului boemian însă din cauza convecţiei puternice din timpul verii, viiturile sînt mult mai intense. Continentalitatea climei se accentuează spre E şi NE, unde întîlnim tipurile de regim hidrologic *panonic estic* (V) şi cel *subcarpatic occidental* (VI). Prezenţa lor este legată de pătrunderea frecventă, în timpul iernii, a maselor reci de aer prin poarta dintre Carpaţii Occidentali şi Carpaţii Păduroşi (Pasul Ducla), ceea ce duce la scăderea scurgerii medii de iarnă pînă la 20—28% în primul caz şi pînă la 18—20% în cel de al doilea caz. Rîurile Ondava, Topla, Uh, Horna se disting prin ape mari de primăvară foarte ridicate (42—45% scurgerea medie de primăvară), dar acelaşi fenomen se observă şi în cuprinsul Cîmpiei Tisei, unde în timpul iernii sînt foarte frecvente inversiunile termice. Vara şi toamna pe aceste rîuri scurgerea este scăzută (13—15% în primul caz şi în jur de 20% în cel de al doilea caz). Este interesant că masele de aer oceanice în zona frontală vestică a Carpaţilor Occidentali din ţara noastră provoacă iarna încălziri mult mai intense decît în Cîmpia Tisei, ceea ce duce la ivirea *tipului de regim pericarpatic vestic* (VII), cu un regim foarte instabil iarna. Ca urmare, scurgerea medie de iarnă pe aceste rîuri (Tur, Crasna, Barcău, Teuz, Crişul Alb, Pogăniş etc) depăşeşte 30%, ajungînd să egaleze ponderea scurgerii medii de primăvară. În producerea acestui tip de regim, pe lîngă influenţa atlantică, un rol însemnat îl au şi masele de aer cald din timpul iernii, provenite dinspre Marea Mediterană. Viiturile de la începutul verii sînt foarte intense, de scurtă durată şi cu frecvenţă mai mare decît în cazul tipului panonic estic.

Din sudul Depresiunii Panonice şi pînă în Podişul Liublianei spre SV se observă o treptată accentuare a influenţei mediteraneene, ceea ce se manifestă în creşterea scurgerii de toamnă (viituri din ploi) şi scăderea relativă a scurgerii de vară şi de primăvară. Aici este aria de răspîndire a tipului de regim *panonic premediteranean* (IV).

Depresiunea Pontică, Cîmpia Română și Podișul Prebalcanic sînt, de asemenea, zone de suprapunere a influențelor puternice continentale cu cele oceanice (premediteranean, atlantic). Din această cauză în partea vestică a acestei unități apare un tip de regim foarte asemănător cu tipul pericarpatic vestic: *tipul Olteniei* (VII b), iar spre est *tipul pontic* (IX), cu caracteristici tranzitorii spre tipul de regim continental al Podișului Moldovei: *tipul pericarpatic estic* (XI). În zona amintită scade ponderea scurgerii de iarnă de la 28—30% pînă la 18—20% și crește ponderea scurgerii de primăvară de la 35—40% pînă la peste 50%. Tot în același sens crește, o dată cu indicatorii continentalității climei, și intensitatea viiturilor din timpul verii. În fine, *tipul de regim dobrogean* (X) se distinge prin acumulări reduse de zăpadă iarna, viituri ocazionale, deosebit de intense, primăvara și vara care dovedesc și o influență a Mării Negre.

Grupa tipurilor de regim din regiunile de munte. *Tipul de regim alpin propriu-zis* (XII) se întîlnește pe versanții nordici și sudici ai Alpilor, în cazul afluenților din dreapta ai Dunării superioare (între Lech și Ybbs) și ai Dravei superioare. Ei se disting prin ape mici în timpul iernii și toamnei și prin ape mari primăvara și vara, provenite din topirea ghețarilor, a zăpezilor sezoniere și a ploilor de vară. În zona izvoarelor Dravei ciclonii autumnali care se resimt, determină creșterea apelor de toamnă. Rîurile care aparțin acestui tip influențează foarte mult regimul Dunării superioare și al Dravei superioare îmbogățind scurgerea. Pe versanții estici ai Alpilor orientali, cu altitudini mai mici, se dezvoltă tipul de alimentare pluvială moderată, cu ape mari în timpul ploilor de vară: *tipul alpin oriental* (XIII), care are multe caracteristici comune cu *tipul carpatic oriental* (XIX). Ambele se disting printr-o perioadă de iarnă cu ape mici pînă în luna martie, cu ape mari de primăvară-vară din martie pînă în iulie, cu viituri puternice din ploi convective în mai-iulie. Existența acestor particularități comune se datorește și poziției lor în zona de descendență a maselor de aer de proveniență atlantică (cu accentuarea convecției termice).

Regimul mediteranean și submediteranean montan se transmite Dunării prin afluentul său, Sava. La izvoarele acestuia se formează tipul mediteranean savic (XIV) cu ape mari toamna-iarna și cu viituri în timpul verii. Spre est acest tip se transformă în *tipul dinaric submediteranean* (XV) cu ape mari primăvara, în martie-aprilie, generate în special de acumulările de zăpadă de la altitudini de peste 1000—1500 m și viituri din ploi-vara. Pentru rîurile care aparțin *tipului de regim carpatic apusean și balcanic* (XVI) este caracteristică instabilitatea termică a iernii, cînd se observă topiri masive. Apele mari se produc din topirea zăpezii și ploi în martie-mai pe rîurile care au izvoarele la altitudini de peste 1000—1500 m. De altfel, ele se încadrează în tipurile de regim carpatic cu ape mari primăvara și viituri vara.

Caracteristicile tipurilor de regim carpatic începe să se imprime în regimul Dunării în aval de primirea Váhului și Nitrei care își au originea în Carpații Occidentali cehoslovaci, la altitudini mari. Tipul de regim dominant aici ca și cel din Carpații Meridionali se caracterizează prin ape mari de primăvară-vară (tipurile XVIIa., XVIIb) și prin ape mici toamna

INSTITUTUL PEDAGOGIC DE 3 ANI CONSTANȚA
BIBLIOTECA
Nr. inventar 57562

şi iarna. Prezenţa zonelor înalte (2000–2500 m) în bazinele acestor rîuri duce la alimentarea tîrzie a lor din topirea zăpezilor.

Tipurile de *regim carpatic transilvănean* (XVIII a şi XVIII b) au o răspîndire mare pe versanţii vestici ai Carpaţilor Orientali. Ele se caracterizează prin ape mari primăvara şi viituri vara, fiind asemănătoare cu tipul de regim carpatic vestic (XVI) dar cu un regim de iarnă mult mai stabil, fără topiri frecvente iarna. Elementele specifice acestui tip se întipăresc, mai ales, în regimul Tisei, care prin debitele sale mari îi imprimă şi Dunării creşterea ponderii apelor mari primăvara, cu maxima în aprilie.

*
* *

În fig. 90 se poate urmări schimbarea tipului de regim al cursului Dunării de la izvoare pînă la vărsare în urma afluxului de apă adus de afluenţi dinspre diferitele regiuni hidrologice. Astfel, se evidenţiază sectoarele cu tip:

— danubian superior pînă la confluenţa sa cu Innul (cu maxima în martie);
— alpin — pînă la Viena (cu maxima în iunie);
— mixt-alpin — carpatic-vestic pînă la vărsarea Tisei;
— carpato-dinaric după primirea Tisei şi Savei (cu maxima în aprilie);
— carpatic meridional în aval de confluenţa cu Oltul şi pînă la vărsare (cu maxima în mai).

Viiturile şi scurgerea maximă. Pe sectorul românesc se evidenţiază clar calităţile de fluviu ale Dunării şi în privinţa viiturilor. Diferitele tipuri de regim din bazinul său îşi trimit afluxurile de apă în tot timpul anului, iar în cursul principal, prin suprapunere, dau naştere unor unde de viitură de lungă durată, cu variaţii nu prea intense în timp. Totodată lunca largă a Dunării, în aval de Viena, asigură o atenuare puternică a viiturilor şi a debitelor maxime pînă la vărsare. Astfel, pentru formarea unor viituri catastrofale pe sectorul inferior nu este suficient numai un aflux cu debite mari din sectorul alpin şi carpatic occidental. Scurgerea ridicată trebuie să cuprindă atît regiunile carpato-dinarice, cît şi pe cele balcanice (cazul din 1940 şi 1970) altfel chiar şi inundaţiile cele mai catastrofale din sectorul superior şi panonic pot să-şi reducă ponderea pînă la intrarea pe teritoriul ţării noastre (cazul din 1965).

Frecvenţa viiturilor în lungul cursului Dunării este cea mai mare primăvara-vara, iar în cazul tipurilor de regim sudice (XIV, XV) toamna-iarna-primăvara. Astfel că, în ţara noastră, apariţia pe Dunăre a viiturilor este un fenomen foarte frecvent primăvara, vara şi iarna.

Studierea sistematică a viiturilor şi a debitelor maxime ale Dunării are o vechime mare, însă primele sinteze au apărut abia în zilele noastre (3,226). La elaborarea lor s-a acordat, în mod justificat, o mare atenţie atenuării undelor de viitură în lunca largă a fluviului, în aval de Turnu Severin, fapt ce se oglindeşte şi în valorile debitelor maxime. Afluxul dinspre Carpaţi şi Balcani contribuie încă la ridicarea valorilor debitelor celor mai mari pînă la vărsarea Argeşului (Olteniţa 17,300 m^3/s), însă pe urmă din cauza efectului de atenuare a luncii largi din aval, ele au tendinţa de scădere pînă la vărsare. Acest fenomen se oglindeşte bine în

datele cuprinse în tabelul 34 şi în fig. 90. Astfel, Dunărea la vărsare are debite maxime de primăvară-vară cu asigurarea 1% de 15 700 m^3/s (194 $l/s/km^2$), mai puţin decît la Orşova (16 450 m^3/s).

TABELUL 34

Parametrii curbelor de asigurare şi valorile debitelor maxime pe faze de regim la posturile Orşova, Olteniţa şi Ceatalul Izmail (U.R.S.S.) (226)

Nr. crt.	Postul	Parametrii curbei de asigurare			Debite de diferite asigurări (m^3/s)			
		Qm^3/s	Cv	Cs	1%	5%	10%	25%
				Maxime de primăvară — vară				
1.	Orşova	10 000	0,23	3 Cv	16 450	14 000	12 900	11 200
2.	Olteniţa	10 420	0,23	3 Cv	17 300	14 800	13 600	11 850
3.	Ceatalul Izmail	9 910	0,19	4 Cv	15 700	13 200	12 300	10 700
				Maxime de toamnă				
1.	Orşova	6 480	0,29	2 Cv	12 600	10 400	9 400	8 000
2.	Olteniţa	6 700	0,29	2 Cv	12 100	10 200	9 300	7 900
3.	Ceatalul Izmail	6 630	0,26	1,5 Cv	11 000	9 600	8 850	7 750
				Maxime de iarnă				
1.	Orşova	6 720	0,30	2 Cv	12 300	10 400	9 400	7 900
2.	Olteniţa	6 950	0,24	3 Cv	11 700	10 000	9 100	7 900
3.	Ceatalul Izmail	7 355	0,22	3 Cv	11 900	11 300	9 050	8 150

Dacă analizăm repartiţia scurgerii maxime de-a lungul fluviului se constată că asemenea situaţii pot fi întîlnite şi în cuprinsul sectorului panonic (v. fig. 90).

Scurgerea minimă. Scurgerea superficială încetează în bazinul Dunării în perioade foarte variate pe teritoriu şi acest fapt se oglindeşte şi în apariţia scurgerii minime pe sectorul românesc al Dunării. Iarna afluenţii alpini, carpatici şi cei din Moldova se alimentează aproape exclusiv din apele subterane pe o perioadă de 40—130 de zile, ceea ce duce la scăderea esenţială a debitelor fluviului. În acest răstimp îi asigură un aflux de scurgere superficială rîurile cu tip de regim danubian superior şi cele dinarice. Cu toate acestea, după cum se poate observa din tabelul 35, scurgerea minimă cu asigurare de 99% are tendinţa de a se forma în această perioadă. Debitele minime reale observate însă s-au înregistrat în perioada de vară-toamnă, cînd scurgerea subterană într-adevăr scade puternic datorită zonalităţii climatice (evaporaţie potenţială ridicată, posibilităţi de secetă în regiunile joase pentru o perioadă de 30—110 zile) şi consumurilor de apă ireversibile (irigaţii).

Legea compensării teritoriale a scurgerii este valabilă şi pentru scurgerea minimă a fluviului.

TABELUL 35

Parametrii curbelor de asigurare şi valorile debitelor minime pe faze de regim la posturile Orşova, Olteniţa şi Ceatalul Izmail (U.R.S.S.) (226)

Nr. crt.	Postul	Parametrii curbei de asigurare			Debite de diferite asigurări			
		Q m³/s	Cv	Cs	80%	90%	95%	99%
				Minime de primăvară				
1.	Orşova	3 550	0,36	empiric	2 200	1 800	1 600	1 400
2.	Olteniţa	4 210	0,38	empiric	2 500	2 100	1 900	1 610
3.	Ceatalul Izmail	4 760	0,39	empiric	2 700	2 300	2 100	1 750
				Minime de vară-toamnă				
1.	Orşova	2 530	0,28	4 Cv	1 950	1 750	1 590	1 370
2.	Olteniţa	2 880	0,33	4 Cv	2 110	1 880	1 700	1 450
3.	Ceatalul Izmail	3 250	0,35	4 Cv	2 220	1 940	1 730	1 470
				Minime de iarnă				
1.	Orşova	3 070	0,39	3 Cv	2 100	1 850	1 550	1 200
2.	Olteniţa	3 490	0,39	3 Cv	2 380	2 020	1 720	1 330
3.	Ceatalul Izmail	3 900	0,40	3 Cv	2 600	2 200	1 900	1 450

Astfel, este de remarcat faptul că, în zona de izvoare cu umiditate bogată debitul minim specific este ridicat, el variind în jur de 3 l/s/km², creşte în sectorul alpin al cursului Dunării la 4—5 l/s/km², pentru ca apoi să scadă din nou la valori de 3 l/s/km² în sectorul panonic. În aval datorită condiţiilor climei continentale tot mai secetoase, scurgerea minimă scade treptat, ajungînd la vărsare la circa 2 l/s/km² (asigurare de 95%), respectiv 1,5 l/s/km² (cu asigurare de 99%).

SCURGEREA SOLIDĂ ŞI ALUVIUNILE DUNĂRII

Scurgerea solidă. Materialele erodate din bazinul de recepţie al fluviului sînt foarte variate ca dimensiuni, însă şi puterea de transport a fluviului variază mult de-a lungul cursului său în funcţie de viteza apei şi debitul fluviului. Astfel, după datele publicate de W. Lászlóffy şi W. Kresser, se constată că din totalul de aluviuni transportate de fluviu pe sectorul superior alpin, 5—20% reprezintă aluviunile tîrîte, cu dimensiuni maxime în jur de 100—150 mm, iar restul reprezintă aluviunile în suspensie (fig. 91). În aval de Budapesta însă, aluviunile tîrîte cu dimensiuni mai mari de 0,35 mm sînt înlocuite treptat de formaţiunile nisipoase fine, de natură mai mult argiloasă. Aceste materiale constituie între altele şi depozitele fluviului din sectorul românesc.

Bilanţul scurgerii solide pentru sectorul ponto-carpatic a fost determinat în cadrul I.S.C.H. (226) ; C. Mociorniţă şi S. Stănescu au dovedit, în

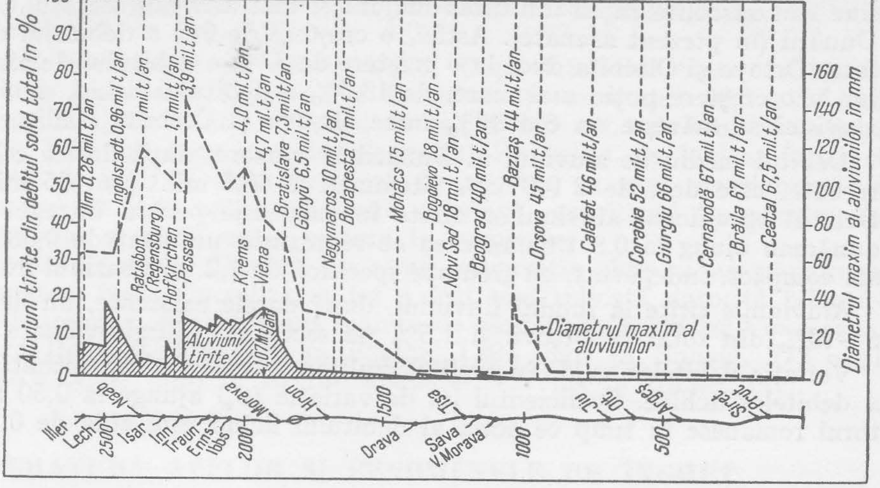


Fig. 91. Repartiţia scurgerii medii solide în suspensie şi a granulometriei medii a aluviunilor tîrîte în lungul Dunării (după Lászlóffy W., Kresser W.). (84).

urma observaţiilor efectuate în perioada 1921—1962, că din totalul aluviunilor în suspensie vărsate de Dunăre în Marea Neagră circa 49% provin dinspre Carpaţi şi Balcani (v. tabelul 36)

TABELUL 36
Bilanţul debitelor solide pe Dunăre (226)

Rîul	Secţiunea	R kg/s	Rîul	Secţiunea	R kg/s
Dunărea	Orşova	1110,0	Dunărea	Orşova	1 110,0
Lom	confl.	3,4	Lom	confl.	3,4
Jiu	Podari	200,0	Jiu	Podari	200,0
Ogosta	confl.	34,4	Ogosta	confl.	34,4
Iskăr	,,	33,7	Iskăr	,,	33,7
Vit	,,	5,7	Vit	,,	5,7
Olt	Slatina	200,0	Olt	Slatina	200,0
Olteţ	Balş	75,0	Olteţ	Balş	75,0
Osîm	confl.	7,4	Osîm	confl.	7,4
Iantra	confl.	43,3	Iantra	confl.	43,3
Vedea	Cervenia	21,0	Vedea	Cervenia	21,0
Topolovăţ	confl.	1,3	Topolovăţ	confl.	1,3
Voinişca	,,	1,0	Voinişca	,,	1,0
Tibriţa	,,	2,4	Tibriţa	,,	2,4
Scit	,,	2,3	Scit	,,	2,3
Argeş	Budeşti	100,0	Argeş	Budeşti	100,0
Dunărea	Olteniţa	1 765,0	Dunărea	Olteniţa	1 765,0
Ialomiţa	Coşereni	125,0	Ialomiţa	Coşereni	125,0
Dunărea	Brăila	1 800,0	Dunărea	Brăila	1 800,0
Siret	Lungoci	450,0	Siret	Lungoci	450,0
Prut	Oancea	52,0	Prut	Oancea	52,0
Dunărea	Ceatal Izmail	2 140,0	Dunărea	Ceatal Izmail	2 140,0

De asemenea, la creşterile relativ mici de debite ale fluviului, aluviunile fine sînt răscolite rapid din albia majoră şi mai ales din sectorul bălţilor Dunării (în prezent asanate). Astfel, o creştere de 9% a debitului de apă între Orşova şi Olteniţa duce la o creştere de 37% a debitului de aluviuni, iar la o creştere puţin mai mare, de 13,5% a debitului lichid, debitul de aluviuni se măreşte cu cca 90% între Orşova şi Ceatalul Chilia.

Debitul mediu de aluviuni al Dunării la vărsare, după datele cele mai recente, este deci de 2 140 kg/s sau anual de 66,5 mil.t (sau 55 mil. m^3). Debitul specific al aluviunilor aflate în suspensie pentru întregul bazin dunărean ajung la 0,8 t/ha/an ceea ce reprezintă un strat de 0,066 mm sol compact, îndepărtat, cu greutate specifică de 1,2, din bazinul fluviului.

Aluviunile tîrîte la fundul fluviului, după datele existente, nu depăşesc 5—10% din total la Orşova şi 1,5% pe sectorul Giurgiu-vărsare (226).

Variaţia debitelor solide în profilul multianual este mai accentuată decît a debitelor lichide. Coeficientul lui de variaţie (C_v) ajunge la 0,50 în sectorul românesc în timp ce acela al debitului lichid este abia de 0,20.

PARTICULARITĂŢI CHIMICE

Dunărea, este unul dintre fluviile care, datorită condiţiilor sale naturale, are apele cele mai puţin mineralizate. Acestea au fost şi în bună parte sînt şi astăzi potabile deşi dezvoltarea industriei şi a agriculturii moderne, puternic chimizată, din bazinul Dunării şi-au pus amprenta şi asupra calităţii apei fluviului. Prin numeroase artere se scurg în Dunăre toate apele reziduale, folosite pentru consum de aproape 100 000 000 de oameni, de industrie şi de agricultură. O mare parte din apele reziduale, mai ales cele industriale, sînt vărsate în fluviu şi în afluenţii săi numai după o epurare prealabilă. Cu toate acestea impurităţile ating un procent destul de ridicat, resimţindu-se puternic prezenţa marilor oraşe (Viena, Bratislava, Budapesta şi Beograd) prin numărul mare de bacili (coli şi alţii), în creşterea nitraţilor (NO_3), a clorului, sulfaţilor etc. Dunărea dispune însă de marele avantaj că, datorită debitelor şi vitezelor relativ mari, autoepurarea este puternică şi calităţile apei se îmbunătăţesc simţitor înspre sectorul inferior al fluviului.

Din punctul de vedere al compoziţiei chimice, apele Dunării intră în categoria apelor hidro-carbonatate-sulfatate-clorurate, în grupa calciului. Mineralizarea apelor Dunării pe sectorul românesc este relativ redusă variind, în limite destul de restrînse, între 280 şi 350 mg/l, media la vărsare fiind de 324 mg/l. Aceasta se datoreşte faptului că majoritatea apelor sosesc din regiunile de munte, cu umiditate ridicată, cu soluri puternic spălate; *p*H-ul apelor este în jur de 7,5—8,1 ceea ce ne indică o uşoară alcalinitate.

Radioactivitatea globală ($\alpha + \beta$) a apelor dunărene se află în general în limitele admise de potabilitate (10 pC/l), pe toată lungimea sa. Datorită numeroaselor experienţe nucleare la sfîrşitul celui de al cincilea deceniu al secolului nostru, în 1961, radioactivitatea apelor a depăşit de 3—4 ori valorile actuale. Astfel, în sectorul austriac s-au înregistrat valori de 31 pC/l, dar ele au scăzut încă în 1962 la 16 pC/l (84).

Duritatea totală a apelor dunărene în țara noastră este redusă, variind între 8,5 și 9,9 grade germane (cea permanentă este în jur de 1,1—2,0, iar cea temporară de 6,6—7,9).

Debitul ionic depășește debitul solid. După datele existente, în Marea Neagră se transportă 78,84 mil. t de substanțe minerale: 46,5 mil. t ioni de bicarbonat, 11,35 mil. t de ioni de calciu, 6,3 mil. t de ioni de sodiu și potasiu, 1,57 mil. t de ioni de magneziu, 7,1 mil. t de ioni sulfurici și 4,4 mil.t de ioni de clor. În afară de acestea se mai menționează și transportul de 9,46 mil. t substanță organică, exprimată în consum de permanganat și 11,67 mil. t materii în suspensie.

Lacurile din lunca Dunării au avut compoziție chimică asemănătoare cu Dunărea, însă mineralizarea lor a fost mai ridicată datorită bilanțului lor hidrologic. Ele au ajuns înainte de asanare la 1 608 mg/l în Rastu, 885,6 în Bistrețu, 514 mg/l în Potelu, 1 294 mg/l în Suhaia, 772 mg/l în Greaca, 1 247 mg/l în Ezerul Mostiștei, 727 mg în Ulmeni etc.

TEMPERATURA APELOR ȘI FENOMENELE DE ÎNGHEȚ

Mersul temperaturii apei este, în linii mari, sincron cu regimul temperaturii aerului, excepție făcînd perioada rece a anului cînd apele Dunării înregistrează valori medii lunare de +1,1— +3,8 °C (vezi fig. 92). Temperatura medie lunară a apei este, în general, mai scăzută în porțiunea superioară, alpină, a fluviului unde primește o serie de afluenți montani, cu ape reci și crește destul de brusc (cu +0,6 — + 2,0 °C) în aval de vărsarea Savei (vezi postul Pančevo). Mediile anuale ale temperaturii apei sînt în general cu +1 °C — +1,5 °C mai ridicate decît ale aerului, datorită capacității de înmagazinare calorică mai ridicată a apei comparativ cu cea a aerului.

Iarna, de-a lungul fluviului, fenomenele de îngheț sînt foarte variate atît ca formă de apariție a ghețurilor, cît și ca durată. Fenomenul de îngheț se observă aproape în tot cuprinsul bazinului hidrografic, dar podul de gheață nu se formează pretutindeni. Chiar și în cazul cursului princi-

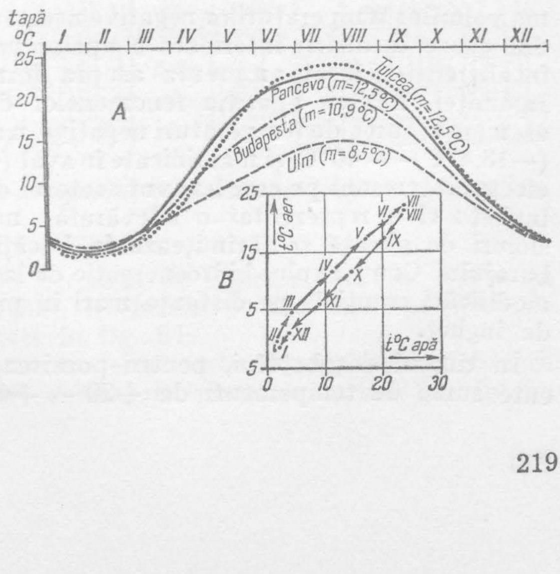


Fig. 92. Variația temperaturii apei în patru puncte caracteristice ale Dunării (84).

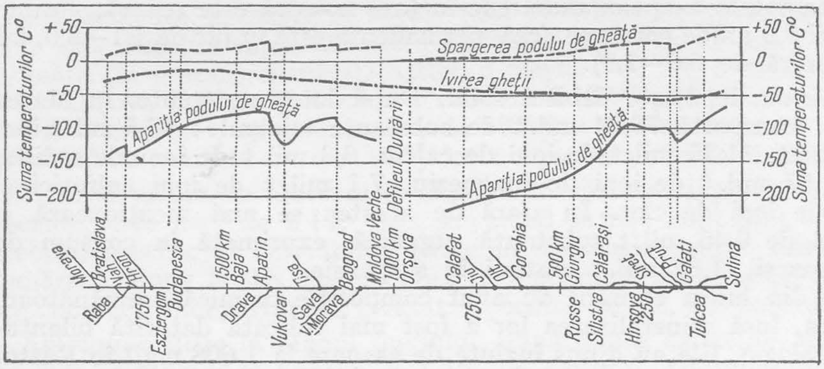


Fig. 93. Suma temperaturilor necesare pentru formarea fenomenelor de îngheț și a podului de gheață, în lungul Dunării, înainte de terminarea Barajului de la Porțile de Fier (după Horváth S., 73).

pal, există sectoare în care fluviul nu îngheață complet, cum sînt: zona de izvoare pînă la Pöchlarn, în R.F. a Germaniei (în amonte de Ulm) sau sectoarele cataractelor superioare (Kahlete); au existat unele mici porțiuni și în dreptul Cazanelor (Clisura, Șiclovaț) și Porților de Fier. Lipsesc, de asemenea, fenomenele stabile de îngheț pe toate rîurile carastului dinaric unde, deși există condițiile termice exterioare pentru formarea gheții, apele carstice subterane, calde de 3—5 °C și iarna, fac imposibilă formarea ghețurilor pe rîuri.

Pentru desfășurarea navigației în condiții normale, este foarte importantă cunoașterea perioadelor normale de apariție a fenomenelor de îngheț (gheață la mal, scurgerea și îngrămădirea sloiurilor de gheață, zăpoarele și podul de gheață), durata lor și eliberarea fluviului de gheață.

În fig. 93 sînt prezentate valorile sumelor temperaturilor negative (zilnice) necesare formării fenomenelor de îngheț de-a lungul cursului fluviului, înainte de înființarea lacului de acumulare de la Porțile de Fier. Din studierea graficului se constată că în sectorul panonic și pontic pentru formarea podului de gheață sînt necesare sume de temperaturi de la —70 pînă la —150 °C. În sectorul Defileului Dunării însă, începînd cu Moldova Veche, suma valorilor temperaturilor negative necesare au săltat brusc pînă la —200°C, din cauza încălzirii interioare a apelor pe sectorul de cataracte. Această încălzire și-a lăsat amprenta asupra formării înghețului pînă la Balta Ialomiței. Pentru apariția fenomenelor de îngheț au fost necesare, de asemenea, sume de temperaturi negative mai reduse în sectorul din amonte (—13,4 °C — —40 °C) și mai ridicate în aval (—50 °C) de Defileu. Amintim încă efectul interesant pe care l-a avut sectorul de Defileu asupra fenomenelor de îngheț: el a reprezentat o adevărată „moară de gheață" unde marile sloiuri de gheață se fărîmițează în bucăți mai mici. În urma realizării barajului Complexului hidroenergetic de la Porțile de Fier ne așteptăm la modificări esențiale pe distanțe mari în privința regimului și fenomenelor de îngheț.

În timpul dezghețului, pentru pornirea podului de gheață sînt suficiente sume de temperaturi de +20 — +40 °C.

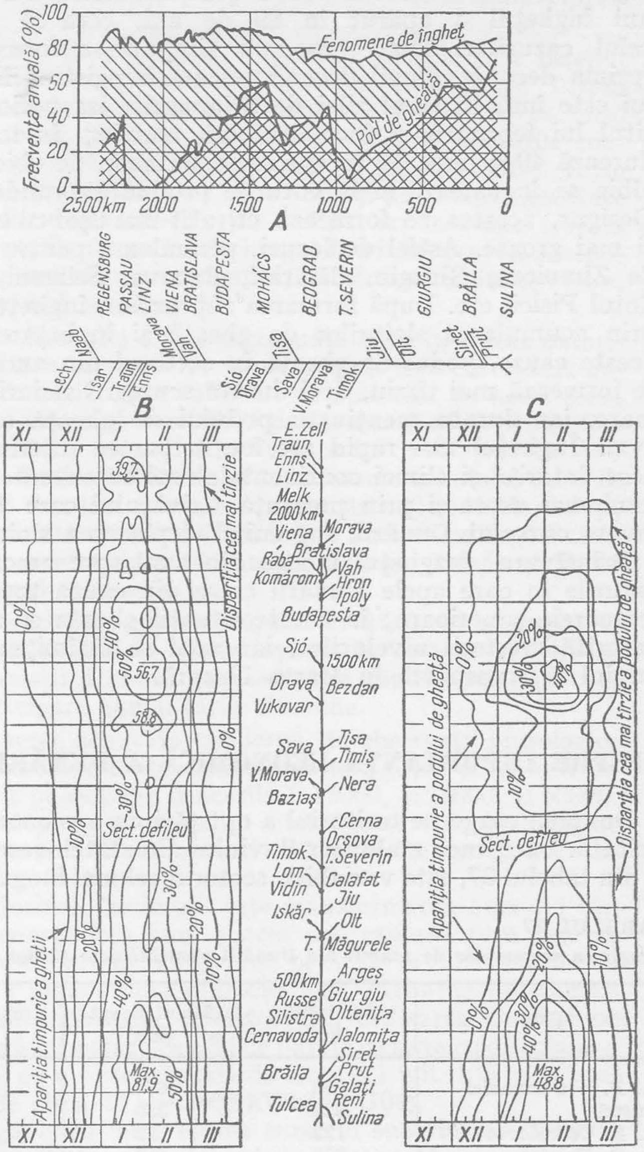


Fig. 94. Frecvenţa şi durata fenomenelor de îngheţ în lungul Dunării (după Horváth E., 73).

Datele statistice referitoare la perioada de apariţie, durata, frecvenţa şi dispariţia fenomenelor de îngheţ, la durata şi frecvenţa podului de gheaţă pe Dunăre sînt prezentate în fig. 94.

În sectorul românesc al Dunării, fenomenele de îngheţ se observă de obicei de la începutul lunii decembrie pînă în martie. Fluviul nu

îngheață în fiecare an. La o primă analiză s-a constatat că din 114 ani înghețul a apărut în 89 de ani, ceea ce reprezintă 78% din totalul cazurilor. Data cea mai timpurie a formării podului de gheață (prima decadă a lunii decembrie) s-a înregistrat în 1903; media formării lui este însă în jurul zilei de 8 ianuarie, iar perioada dezghețului — sfîrșitul lui februarie și începutul lui martie; în medie, podul de gheață durează 49 de zile. El începe să se formeze, de obicei, în locurile în care albia se îngustează și la coturile pronunțate unde se formează zăpoare. Desigur, acestea se formează cu atît mai ușor cu cît sloiurile sînt mai mari și mai groase. Astfel de locuri, periculoase pentru navigație, sînt în aval de Zimnicea, Giurgiu, Călărași, Rasova, Seimeni, Topalu, Gura Borcii, Cotul Pisicii etc. După formarea zăpoarelor, înghețul se extinde în amonte, prin acumularea sloiurilor de gheață și înghețarea lor la margini. Din aceste cauze, podul de gheață în sectorul din amonte de Balta Ialomiței se formează mai tîrziu, deci durata scurgerii sloiurilor de gheață este mai mare, iar durata menținerii podului de gheață este mai mică decît în aval. Înghețul mai rapid are loc în partea inferioară a sectorului românesc datorită și climei continentale mai accentuate care se manifestă prin ierni mai aspre și prin prezența Crivățului care bate de obicei în sens invers cursului Dunării, îngreuind deplasarea sloiurilor de gheață.

Primăvara, dezghețul începe din aval spre amonte, dar sînt frecvente cazurile în care apele Dunării cresc din cauza topirilor mai timpurii din sectoarele superioare; în aceste situații gheața se sparge mecanic la mal, datorită creșterii nivelurilor, iar apoi se fărîmițează în sloiuri pe care fluviul le transportă în Marea Neagră.

DESPRE IMPORTANȚA ECONOMICĂ A DUNĂRII

Dunărea curge pe teritoriul a opt țări cu o economie națională bine dezvoltată. Lungimea malurilor fluviului din statele respective, după cum reiese și din tabelul 37, este variabilă, sectorul cel mai lung aparținînd țării noastre.

TABELUL 37

Lungimea sectoarelor de maluri ale Dunării aparținătoare țărilor riverane (104)

Țara	Malul stîng (km)	Malul drept (km)	Ambele maluri (km)	% din lungimea totală
R. F. a Germaniei	665	634	1 299	22,3
Austria	322	350	672	11,4
R. S. Cehoslovacă	172	22	194	3,3
R. P. Ungară	275	417	692	12,0
R. S. F. Iugoslavia	358	588	946	16,4
R. S. România	942	374	1 316	24,2
R. P. Bulgară	—	471	471	8,1
URSS	134	—	134	2,3

Fluviul Dunăre a avut și are un rol important în viața țărilor riverane, apele sale fiind utilizate pe lîngă navigație și pescuit — forme străvechi de folosire — în exploatarea hidroenergetică, irigații, alimentarea cu apă a populației și a combinatelor industriale, receptor de ape uzate etc. Lunca

sa largă, dezvoltată în cursul mijlociu și inferior, este folosită pentru practicarea agriculturii.

Amenajarea Dunării pentru asigurarea securității navigației a început încă din secolul al XVIII—lea pe sectorul austriac, cînd Maria Tereza dispune distrugerea obstacolelor ridicate în calea navigației pe sectorul cataractelor de la Persenbeug (Strudel și Wirbel — 1777). Lucrările continuă pe sectoare, aproape fără întrerupere, pînă în zilele noastre. Între 1887 și 1902 se corectează brațul Sulina ; între 1890 și 1898 sînt executate lucrările de bază din Defileul Cazane—Porțile de Fier, iar în etapa actuală toate proiectele și construcțiile de seamă în lungul fluviului prevăd amenajări complexe pentru îmbunătățirea navigației, folosirea energiei electrice, asigurarea alimentării cu apă a irigațiilor etc.

Exploatarea rațională a fluviului a fost îngreunată mult în trecut datorită faptului că cele opt state riverane au avut adesea interese contradictorii în folosirea apelor Dunării. Este suficient să amintim, în acest sens, numai cîteva aspecte din istoricul comisiilor dunărene. Astfel, prima Comisie internațională a Dunării, cu sediul la Viena a fost înființată în 1856 în urma Tratatului de la Paris (1856), după terminarea războiului Crimeii. Paralel a fost înființată și Comisia europeană a Dunării cu sediul la Galați, în care România a fost primită abia după 1871. Din comisii pe lîngă statele riverane mai făceau parte și alte state ca: Anglia, Franța, Turcia și Italia care au căutat să-și impună interesele lor.

Navigația pe fluviu își dobîndește adevărata libertate abia după cel de al doilea război mondial, cînd la Conferința de la Beograd (1949) se hotărăște înființarea Comisiei Dunării (cu sediul la Budapesta), la care au drepturi egale de participare numai țările riverane.

Comisia a organizat o rețea adecvată, modernă, de observații hidrologice pe Dunăre, au fost uniformizate toate semnele de navigație și au fost întocmite hărțile de navigație pe sectoare la scările 1: 15000, 1: 25000, 1: 50000. Se editează anuare hidrologice, se transmit zilnic peste 650 de buletine cu cotele apelor de la peste 140 de posturi hidrometrice, se elaborează zilnic prognoze hidrologice pe sectoare etc.

Un prim pas în „îmblînzirea fluviului" este transformarea cursului său într-o salbă de lacuri, construirea unui sistem de cascade prin care se asigură adîncimea navigabilă pretutindeni pînă la 3,65 m, iar căderile de apă vor fi folosite pentru exploatarea hidroenergiei. Planurile de coordonare internațională a țărilor riverane referitoare la utilizarea Dunării pe sectoarele menționate prevăd construirea a 24 de baraje cu sisteme de ecluze și hidrocentrale (tabelul 38) cu o putere totală de circa 8,1 mil. kW și o producție de energie totală de circa 43 miliarde kWh/an (104).

Din această hidroenergie circa 36% revine cursului superior al Dunării, 19% sectorul mijlociu, iar 45% sectorului inferior. Totodată prin realizarea întregului sistem de cascade se va putea circula pe Dunăre și cu nave maritime cu un tonaj pînă la 12 000 t. Un exemplu elocvent îl reprezintă Complexul energetic și de navigație de la Porțile de Fier (v. pag. 186) care soluționează definitiv problemele navigației pe acest sector.

După apariția primului vapor, al lui Bernhard în 1812, flota fluvială dunăreană a crescut rapid. Înainte de cel de al doilea război mondial au circulat pe fluviu 2 800 de vase, dintre care cele mai multe au fost cele

TABELUL 38

Hidrocentralele în funcţiune şi cele proiectate pe cursul Dunării (104)

Nr. crt.	Hidrocentrala	Statul	Puterea instalată (mii kW)	Producţia anuală de energie (mil. kWh)
1.	Kachlet*	R.F.G.	42	270
2.	Iohenstein*	Austria	140	940
3.	Aschach*	Austria	258	1 553
4.	Ottensheim*	Austria	120	750
5.	Linz*	Austria	80	507
6.	Mauthausen	Austria	90	574
7.	Vallsee	Austria	147	992
8.	Ybbs-Persenbeug	Austria	189	1 252
9.	Melk	Austria	136	907
10.	Rosssatz	Austria	126	838
11.	Graffenwert	Austria	181	1 203
12.	Tulln	Austria	143	952
13.	Klosterneiburg	Austria	181	1 200
14.	Viena	Austria	102	636
15.	Petronell	Austria	193	1 280
16.	Wolfstall	Austria-Cehoslovacia	207	1 224
17.	Dobrohost	Cehoslovacia	187	810
18.	Nagymaroş	Ungaria	150	775
19.	Adony	Ungaria	100	650
20.	Fajsz	Ungaria	55	393
21.	Mohács	Ungaria	1 045	7 940
22.	Porţile de Fier*	România-Iugoslavia	2 050	11,500
23.	Somovit-Islaz	România-Bulgaria	1 000	4 100
24.	Izmail-Tulcea	România-U.R.S.S.	—	—

* Au fost date în exploatare

aflate sub pavilion românesc, iugoslav, austriac şi maghiar. După cel de al doilea război mondial s-a înregistrat o scădere a numărului de vase, pentru ca apoi să crească vertiginos.

De-a lungul sectorului navigabil al Dunării funcţionează peste 100 de porturi fluviale, prin care în anul 1960 au fost tranzitate mărfuri cu o greutate totală de 41 000 000 t, faţă de anul 1950 cu 14 000 000 t. Mărfurile cele mai frecvente sînt: petrolul şi produse petroliere, pirite, mangan şi alte minereuri, grîne, cărbune, materiale de construcţie. Pe Dunărea superioară majoritatea transporturilor de mărfuri se face între Linz (mare centru metalurgic şi de produse chimice) şi Regensburg, staţia finală a vapoarelor cu tonaj ridicat. Porturile Bratislava şi Komarno servesc pentru tranzitul mărfurilor spre Polonia avînd însă ca funcţie de bază legătura Cehoslovaciei cu traseele oceanice. Austria transportă spre ţările din sud-estul Europei şi Mediterana produse metalurgice, chimice, celuloză şi hîrtie. Vasele sub pavilion românesc, bulgar şi sovietic transportă mărfuri spre toate ţările riverane din amonte.

Intensificarea navigaţiei pe Dunăre este condiţionată şi de legăturile acestui sistem cu alte sisteme de canale navigabile din nordul, vestul şi sudul Europei. Între sistemele de legătură amintim în primul rînd Canalul

navigabil Dunărea–Main–Rhein, a cărui finalizare este planificată în R.F. a Germaniei pentru anul 1981. Construirea lui a început încă din anul 792 (domnia lui Carol cel Mare) cînd a purtat numele de „Fosa Carolina". Prima variantă a fost abandonată, însă lucrările s-au reluat în anii 1836 şi 1845 cînd a fost terminat Canalul Bamberg-Nürnberg-Kelheim pe o distanţă de 178,4 km. El a primit denumirea de Canalul Ludovic, însă vasele care au circulat pe el nu puteau depăşi 125 t. Planul canalului modern a fost elaborat în 1921, iar construirea lui a început în anul 1938. Noua variantă începe la Iochenstein şi se termină la Mainz străbătînd o distanţă de 764 km. Diferenţa de nivel la care trebuie să urce vasele prin cele 58 de sisteme de ecluze este de 324,5 m la Mainz şi 116 m la Iochenstein. La terminarea canalului vor putea circula pe el vase de 1 500 t. Adîncimea asigurată tot timpul anului va fi de 2 m.

Alte planuri care prevăd construirea de canaluri în viitor sînt: Odra şi Elba prin intermediul Moravei Cehe, care va permite realizarea legăturii directe între Sulina-Stettin (2 800 km) şi Sulina-Hamburg (circa 3 000 km) şi Sava cu Marea Adriatică (o altă variantă de legătura prin Velika Morava-Vardar tot cu Adriatica).

Apele Dunării sînt folosite tot mai intens şi pentru irigaţii. Pînă în anul 1980 se prevede ca suprafeţele irigate direct din fluviu să ajungă la circa 5 000 000 ha, iar consumul total al apelor în acest scop (din Dunăre şi afluenţi) să fie de 44 miliarde m^3/an sau 22% din scurgerea medie naturală a fluviului la vărsare. Consumurile vor afecta însă tocmai perioadele cu ape mari (III—VII), iar numeroasele acumulări ce se realizează în Alpi, Carpaţi, Balcani şi Dinarici vor asigura compensarea cerută de regim pentru aceste folosinţe ireversibile şi în alte perioade.

De asemenea, amintim amenajările făcute în lunca largă a Dunării între Bazinul Vienei şi vărsare (exceptînd desigur sectoarele de defilee) pentru construirea digurilor de apărare contra inundaţiilor, care pe teritoriul ţării noastre au luat o amploare deosebită, mai ales după anul 1960.

Ca urmare a dezvoltării impetuoase a economiei şi ridicării de noi oraşe, apele Dunării sînt folosite tot mai intens ca ape industriale şi în consumul populaţiei. O atenţie deosebită se acordă de către organele de coordonare, păstrării calităţii naturale ale rezervelor de apă, care în anii viitori vor constitui o sursă importantă în alimentarea cu apă a populaţiei.

În sfîrşit o bogăţie de seamă a Dunării o constituie stuful din Deltă care exploatat în condiţiile nedistrugerii biotopului natural dă o producţie anuală de stuf de 8—10 t/h. De asemenea, din apele Dunării se pescuiesc anual 30—40 000 t peşte.

CAPITOLUL XVI

Grupa rîurilor nordice. Afluenţii Tisei superioare (Vişeu, Iza, Săpînţa)

Tisa superioară drenează toţi afluenţii care îşi culeg izvoarele de pe versanţii vestici ai Carpaţilor Păduroşi (U.R.S.S.) şi ai Munţilor Maramureş, din nordul Munţilor Rodnei şi Lăpuşului, precum şi numeroasele pîraie nordice şi estice care sosesc din eruptivul Oaş—Gutîi—Ţibleş. Toate rîurile gravitează spre depresiunea tectonică a Maramureşului, considerată ca o adevărată piaţă de adunare a apelor.

Tisa se formează din unirea a doi afluenţi — Tisa Neagră şi Tisa Albă — care drenează o zonă cu umiditate deosebit de abundentă din Carpaţii Păduroşi. Primul reuşeşte să străbată miezul cristalin al masivului Svidoveţ—Cernagora, împingîndu-şi izvoarele pînă spre versantul estic al Svidoveţului (1 883 m, altitudine). După ce părăseşte valea adîncă, transversală din amonte de Belin, se uneşte cu Tisa Albă, care-şi culege apele de pe versantul vestic al Cernagorei (vf. Hoverla—2 058 m) şi de pe versantul nordic al Munţilor Maramureşului.

La ieşirea din munţi, rîul primeşte din stînga pe Vişeu. De aici Tisa formează pe o distanţă de 62 km graniţa naturală între ţara noastră şi U.R.S.S. Pe acest sector primeşte de pe teritoriul ţării noastre pe Iza şi Săpînţa, iar dinspre U.R.S.S. rîurile Kosovska, Serednea şi Tereşva. Caracteristica cursului superior este dată de creşterea rapidă a debitelor medii a afluenţilor săi care au o scurgere deosebit de bogată. Astfel, dacă debitele Tisei la intrarea pe teritoriul ţării noastre depăşesc cu foarte puţin debitele Vişeului, la ieşirea sa ajunge la 150 m^3/s, volumul apelor sale etalînd aproape debitul Oltului sau al Mureşului la vărsare (tabelul 39).

Fenomenul, după cercetările cele mai recente, se datoreşte influenţei puternice a climei oceanice cauzată de întîlnirea în această regiune a două traiectorii ciclonale (cele din mai-iulie dinspre Depresiunea Panonică şi cele din august-septembrie dinspre traiectoria baltică), precum şi datorită îngustării treptate spre est, a golfului Tisei superioare care determină în mare măsură reactivarea maselor de aer şi formarea din ele a unor precipitaţii abundente. Este aproape surprinzătoare extinderea mare teritorială a izohietelor de 1 200—1 500 mm şi a izoreelor de 800—1 000 mm la altitudini de 400—1 000 m (v. fig. 95). Pe teritoriul ţării noastre această abundenţă a apei se întîlneşte în încinta bazinelor afluenţilor din dreapta a Ruscovei (Repedea, Frumuşeana şi Bistra).

În privinţa regimului hidrologic Tisa reprezintă tipul de regim carpatic, avînd volumul maxim al scurgerii în luna aprilie şi minime în timpul iernii.

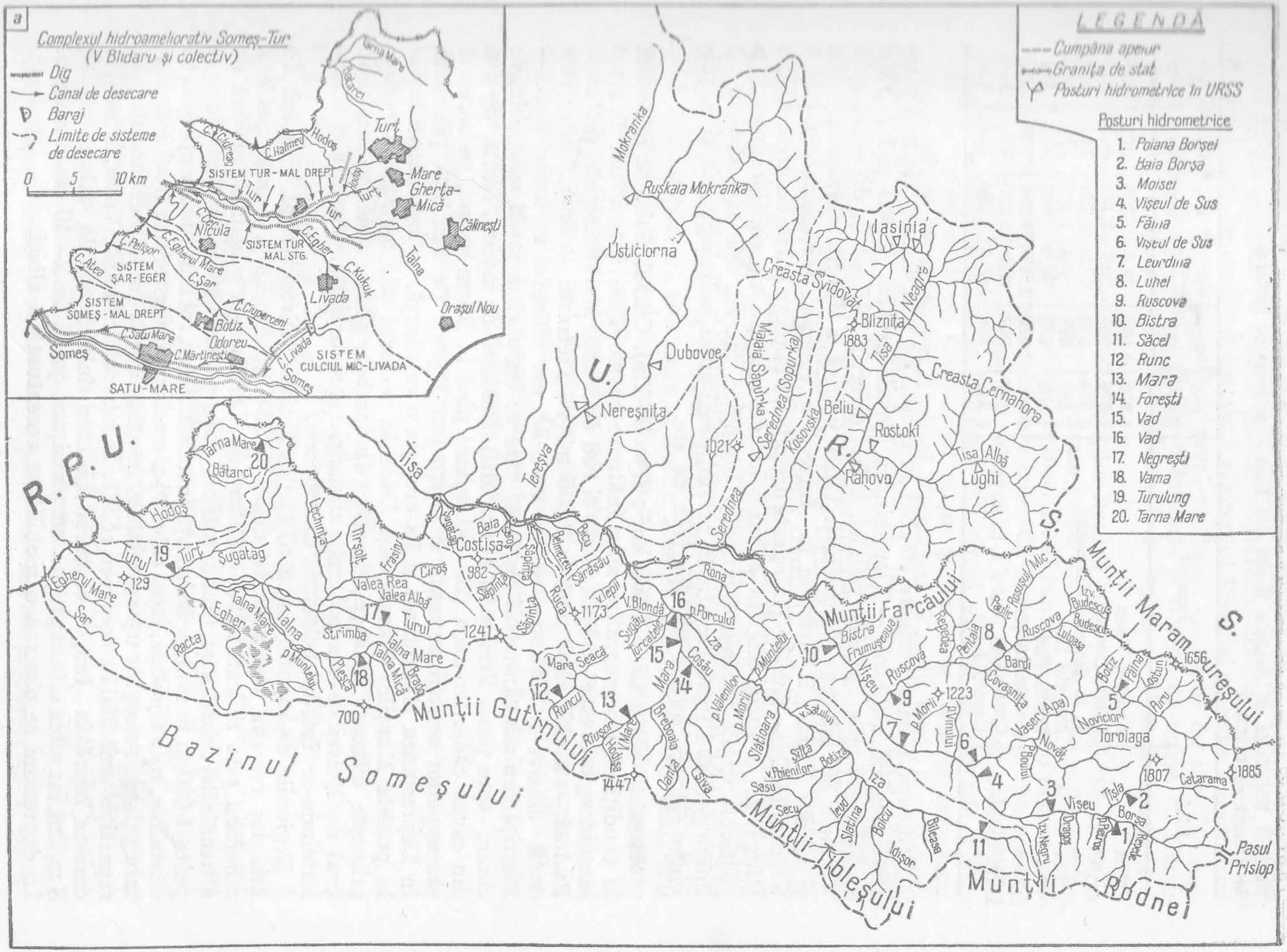


Fig. 95. Reţeaua hidrografică care aparţine Tisei Superioare şi posturile hidrometrice utilizate în studii.

TABELUL 39

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale Tisei Superioare pe sectorul de graniță cu U.R.S.S.

Rîul	Punctul	S_2 (km^2)	Hm (m)	Q_3 (m^3/s)	X (mm)	Y (mm)	Z (mm)
Tisa	Amonte Vișeu	1 210	1 080	34,5	1 375	900	475
Vișeu	Confl. Tisa	1 606	997	30,7	1 115	602	513
Tisa	P. h. Sighetu Marmației	3 371	970	77,2	1 224	721	503
Tisa	Amonte Iza	3 400	968	78,0	1 224	721	503
Iza	Confl. Tisa	1 303	658	16,3	935	393	542
Tisa	Amonte Săpînța	4 946	850	116,0	1 255	739	516
Săpînța	Confl. Tisa	149	797	3,83	1 320	810	510
Tisa	Graniță-ieșire	6 345	846	150,0	1 256	745	511

Afluenții Tisei superioare străbat în cursul lor una dintre cele mai pitorești regiuni ale țării — Depresiunea Maramureșului. Vișeul și Iza, rîuri surori, care curg aproape paralel, avînd direcția SE—NV, drenează prin bazinele lor întreaga depresiune. Clina vestică a Munților Maramureșului și nordul Rodnei îi aparține în întregime Vișeului, iar clina nord-estică a munților Oaș—Gutîi—Țibleș este drenată de Săpînța și Iza cu afluenți din stînga ei. Poziția diferită a bazinelor de recepție ale rîurilor precum și particularitățile fizico-geografice și litologice, fac ca cele trei sisteme să difere profund între ele atît în privința regimului hidrologic, cît și în privința calității apelor transportate de ele.

Sistemul Vișeu ($S = 1\ 606\ km^2$; $L = 80$ km). Cursul rîului se formează în condiții fizico-geografice asemănătoare cu ale Tisei superioare. Bazinul său hidrografic este străjuit în est și sud de Munții Maramureșului și Munții Rodnei, cu altitudini pînă la 2 305 m (vf. Pietrosul Rodnei). Între cele două masive se întinde de la vest la est culoarul tectonic Vișeu — Bistrița, un adevărat golf de relief care se îngustează rapid spre obîrșiile rîului, spre pasul Prislop (1 414 m alt.). Pîrîiașul de munte, foarte viguros din cauza căderilor mari (20—50 m/km) pînă la Borșa-Moisei, pe sectorul său superior se mai numește și *Borșa* sau Vișeuț. De aici însă pătrunde în Depresiunea Maramureș și își croiește o vale largă, cu îngustături locale la poalele Munților Maramureș. Dacă în sectorul său montan, superior, primește afluenți aproape simetric din ambele părți, sistemul Vișeu în aval de Moisei devine puternic asimetric spre dreapta, cursul său transformîndu-se într-un colector submontan.

Regiunile de munte ocupă 67% din bazinul hidrografic al Vișeului. În aria lor rețeaua rîurilor este deasă (0,70—1,0 km/km²), panta medie a reliefului este ridicată (293—360 m/km), iar energia reliefului, dictată de altitudinile culmilor și fundul văilor, atinge 300—400 m în depresiune și peste 1 000 m în munți. Diferența între duritatea rocilor din munți (șisturi cristaline, roci eruptive, local calcare) și a celor din depresiune (roci sedimentare paleogen-neogene ușor erodabile) se oglindește în formele erozionale și în repartiția teritorială a scurgerii solide. În bazinetele Moisei, Vaser, Ruscova, care se înșiră în lungul cursului, căderea rîului scade la valori de 2—8 m/km, iar albia este căptușită cu pietrișuri, galeți de 2—10 cm diametru. În depresiuni se observă o mobilitate accentuată a albiei.

Rîul are un sistem de afluenți cu scurgere bogată, dinspre Munții Rodnei, care își au originea în relieful glaciar cuaternar. Aceștia prin debitul total de cca 5 m^3/s (în medie) îi imprimă regimului Vișeului superior caracteristicile tipului de regim hidrologic nival-moderat, cu topiri de zăpadă tîrzii. La izvoarele unora dintre ei pot fi întîlnite și o serie de iezere cu dimensiuni mici, lacuri glaciare, identificate de I. Pișotă ca fiind de baraj morenaic (v. fig. 96).

Seria pîraielor din nordul Munților Rodnei începe cu Valea Fîntînelelor ($S = 15$ km^2; $L = 7$ km). Pîrîul are pante foarte repezi (90 m/km) și un debit ridicat în timpul scurgerii reduse. Pe el funcționează și o microhidrocentrală cu indicatori tehnici foarte buni. Ca o curiozitate amintim izbucul cu debite bogate, sub grohotișul calcaros al Pietrei Rele, de pe valea Podul Izvorului, lacurile glaciare mărunte din circul glaciar și cascada Piatra Rea. La confluența cu Cimpoieșul apare și un izvor mineral feruginos. În aval, în Borșa se varsă pîrîul Negoiescu ($S = 13$ km^2; $L = 6$ km), cu cinci ochiuri de apă, lacuri glaciare (v. fig. 96), apoi Valea Repedea ($S = 42$ km^2; $L = 10$ km) care drenează o arie largă de circuri glaciare, ca: lacul Repedea (pe Izvorul Repede) și grupa lacurilor Buhăescu (Buhăescul Mare are adîncimea cea mai mare dintre lacurile glaciare din Munții Rodnei 5,2 m, după I. Pișotă). Seria pîraielor continuă apoi cu Valea Pietroasa ($S = 12$ km^2; $L = 7$ km), la izvoarele căreia se află Tăul Pietrosului și la altitudinea de 1 786 m stația meteorologică Iezerul Rodnei. Șirul acestor afluenți se încheie cu Vremeșu, Pîrîul Hotarului, Valea lui Dragoș ($S = 32$ km^2; $L = 11$ km) și Izvorul Negru sau Mănăștirii ($S = 16$ km^2; $L = 7$ km). Se pare, că eroziunea apelor în această arie vestică era mult mai puternică decît în estul masivului ceea ce a dus la dispariția mai timpurie a lacurilor de baraj morenaic.

Dintre caracteristicele generale ale rîurilor de pe versantul nordic al Munților Rodnei se pot menționa: căderile foarte mari ale cursurilor (în medie 100—150 m/km), cele 3—4 praguri glaciare cu înălțimi de 40—50 m cu repezișuri și cascade, depozitele morenaice laterale și frontale și lacurile glaciare care se află la altitudini de 1 800 și 1 950 m.

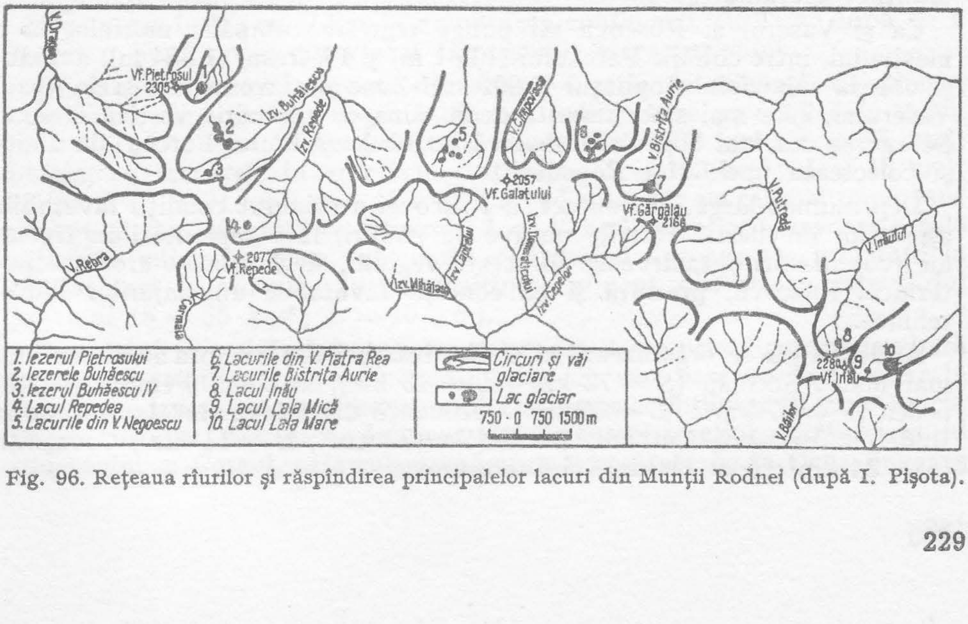


Fig. 96. Rețeaua rîurilor și răspîndirea principalelor lacuri din Munții Rodnei (după I. Pișota).

După cum s-a mai amintit, afluenţii din stînga ai Vişeului din sectorul depresionar sînt mici (Drăgoioasa, Bocicod, Spin, Mîrza, Plăiuţi) şi au debite neînsemnate.

Reţeaua fluviatilă colectată din dreapta începe cu valea torenţială a Hăşmaşului Mic şi cu doi afluenţi de seamă coborîţi de sub vîrful Cercănelului (1 848 m): Cercănelul ($S = 13$ km²; $L = 11$ km) și Țîșla sau Cîșla ($S = 106$ km²; $L = 20$ km). Ultimul tranversează zona minieră de de la Baia Borșa, bogată de altfel și în izvoare minerale sulfuroase, slab carbo-gazoase, feruginoase. Apele de fisurație în unele abataje se concentrează şi ies la suprafaţă sub forma unor mici pîraie cu debite pînă la 50—80 l/s.

În aval, Vișeul se îmbogăţeşte cu apele a doi afluenţi principali: Vaserul sau Apa şi Ruscova.

Vaserul ($S = 422$ km²; $L = 42$ km) îi aduce Vişeului la vărsare 27% din debitele medii (cca. 9 m³/s).

Rîul, în zona de izvoare, a străpuns prin eroziunea sa regresivă cumpăna morfologică dintre Pietrosul Maramureşului şi Toroioaga şi a pătruns în depresiunea tectonică longitudinală, paralelă cu cumpăna de apă, a Munţilor Maramureș. Acest proces este marcat de cotitura rîului din amonte de primirea afluentului său-Botiza. La vest de cumpăna morfologică se observă precipitaţii şi scurgere mai bogată decît în interiorul depresiunii unde, de altfel, şi afluenţii Vaserului sînt mai mici (bazine sub 25 km²) ca: Puru, Lostun, Făina şi Botiz din dreapta şi Măcărlău din stînga. De pe clina vestică sosesc spre Vaser, Noviciorul şi cel mai mare dintre afluenţi Novăţul ($S = 88$ km²; $L = 16$ km), ambi din stînga. Astfel, în partea sa inferioară sistemul devine puternic asimetric (v. fig. 95). Singurul afluent de pe acest sector, din dreapta, este Valea Peştilor ($S = 24$ km²; $L = 8$ km).

Amenajări hidroenergetice pe rîu nu s-au făcut încă, dar resursele lui de apă şi căderile mari asigură posibilităţi reale.

Ruscova ($S = 435$ km²; $L = 39$ km) ca dimensiuni morfometrice este asemănătoare cu Vaserul, dar debitele ei medii sînt mai mari (11,3 m³/s la vărsare) ceea ce ne indică o scurgere mai abundentă în această parte a Munţilor Maramureşului.

Ca şi Vaserul şi Ruscova străpunge regresiv cumpăna morfologică a masivului, între culmile Farcăului (1 981 m) şi Pietrosul (1 854 m), avîndu-şi obîrşia sub vîrful Copilaşul (1 999 m). Zona de izvoare, ca şi în cazul Vaserului, este mai slab umezită decît clina cu expoziţie vestică directă. Scurgerea cea mai bogată se observă în jurul masivului Farcău, de undeşi colectează apele rîul Repedea.

Depresiunea largă, de contact, a Ruscovei a asigurat condiţii favorabile aşezărilor omeneşti. Tăierile masive de păduri, fără replantări în trecut, au avut urmări dezastruoase în aceste regiuni, declanşînd o eroziune puternică. Ruscova, prezintă şi ea condiţii favorabile amenajărilor hidrotehnice.

Afluenţii săi se organizează simetric, însă cei din dreapta au dimensiuni mai mari: Socolău ($S = 72$ km²; $L = 13$ km), Paulicu, Pentaia şi Repedea ($S = 87$ km²; $L = 19$ km). Afluenţii din stînga sînt Izvorul de la Budescu, Budescu, Lutoasa, Bardi ($S = 32$ km²; $L = 11$ km), Covaşniţa ($S = 34$ km²; $L = 11$ km) şi Drahmirov.

În aval de Ruscova, Vişeul colectează încă doi mici afluenţi din dreapta, Frumuşeana (Crasna) ($S = 52$ km²; $L = 14$ km) şi Bistra ($S = 28$ km²; $L = 9$ km), ambii cu scurgere bogată.

Apele freatice în bazinul Vişeului sînt cantonate, în cantităţi exploatabile, mai ales în depozite fluviatile (lunci, terase, conuri de dejecţie). Ape minerale feruginoase, sulfuroase se cunosc în Valea Fîntînelelor, în Valea Cercănelului, Valea Tîşlei (peste 20), la Vişeu, în Valea Vinului etc.

Sistemul Iza ($S = 1\,303$ km²; $L = 83$ km). Iza izvorăşte de pe versantul vestic al Pietrosului Rodnei, de la altitudinea de circa 1 200 m.

În cursul superior Iza şi-a format o vale relativ largă în sedimente oligocene şi eocene, slab rezistente la eroziune; în aval de com. Strîmtura valea se îngustează rîul săpînd în roci eocene mai rezistente defileul de la Surduc (Strîmtura) lung de 1,8 km. În aval de acest defileu Iza pătrunde în Depresiunea de la Vad, care se deschide treptat spre Sighetu Marmaţiei. După cum reiese din cercetările actuale, cursul Izei s-a adaptat treptat la tectonica Depresiunii Maramureşului al cărui fund are o cădere din direcţia cursului Vişeului spre cel al Izei. Astfel, şi în prezent, cursul Vişeului se află cu 50—100 m mai sus în sectorul de depresiune, faţă de cursul Izei. Această diferenţă de altitudine care există între cele două rîuri permite construirea unei hidrocentrale, prin transbordarea apelor Vişeului spre Iza printr-un tunel care ar putea trece peste culmea Vişeului pe văile Spînu—Valea Satului. Iniţial după cum a constatat şi V. Mihăilescu — în bazinul Izei a existat o vastă cîmpie de eroziune piemontană, modelată în depozitele slab rezistente ale mediteranului II (mai mult nisipuri, argile, gresii). Ulterior ele au fost acoperite de o manta groasă de materiale vulcanice, care au barat spre sud depresiunea avînd direcţia sistemului de falii NV—SE. La poalele tînărului lanţ muntos, pe linia faliilor, s-a instalat artera principală a Izei care primeşte toate pîraiele montane din stînga. Din dreapta afluenţii lipsesc aproape cu totul, mai ales în amonte de defileu, cu excepţia unor urme de artere mai vechi în care s-au instalat pîraiele Valea Satului, Valea Muntelui, Valea Caselor, (cu lungimi sub 10 km şi suprafeţe bazinele sub 30 km²), precum şi Rona ($S = 92$ km²; $L = 22$ km) care se varsă în Iza cu 7 km în amonte de confluenţa cu Tisa, după ce a drenat o bună parte din vestul Depresiunii Maramureşului.

În cursul superior primeşte din stînga o serie de afluenţi, de dimensiuni mici, care vin din regiuni cu roci sedimentare, ca: Bîleasa, Boicu ($S = 100$ km²; $L = 18$ km), Slatina, Ieudul ($S = 56$ km²; $L = 15$ km), Botiza, cu izvoarele în eruptivul Gutîiului ($S = 103$ km²; $L = 18$ km), Slătioara ($S = 31$ km²; $L = 12$ km). La Vad primeşte pe cel mai important afluent al său, Mara ($S = 406$ km²; $L = 40$ km), care prin izvoarele sale pătrunde adînc în zona vulcanică, contribuind aproape cu jumătate la debitul Izei la vărsare. În fine, ultimul afluent din stînga este pîrîul Şugăului ($S = 55$ km²; $L = 10$ km).

Cursul inferior al Izei, în regiune deluroasă, trece prin depozite de vîrstă tortoniană străbătute pe alocuri de masive de sare care au dat naştere la numeroase izvoare sărate, cloruro-sodice. Acestea se întîlnesc în văile Boicu, Slatina, Botiza, Slătioara, dar mai ales în cursul inferior al Marei şi al afluentului ei Coşeul, care colectează izvoarele sărate de la Ocna Şugatag

şi din împrejurimi. Zona saliferă se continuă şi în Dealurile Vişeului pînă la Coştiui (bazinul Rona).

În bazinul Izei, în afara utilizării apei de către centrele Ocna Şugatag şi Sighetu Marmaţiei, nu s-au făcut amenajări hidrotehnice deosebite. Localităţile, în general, sînt alimentate din puţuri şi captări locale de apă a căror calitate este foarte bună mai ales în lunci, exceptînd bineînţeles aria saliferă.

În afara rîurilor se găsesc cîteva lacuri mici, instalate în mlaştini oligotrofe şi tinoave în cratere (E. Pop), care au o răspîndire destul de mare. Între altele amintim Tăul Mare din Gutîi şi lacurile de ocne de sare prăbuşite de la Ocna Şugatag şi Coştiui.

În aval de Iza pînă la vărsarea Săpînţei, în Tisa se varsă trei pîraie mai cunoscute, sosite din zona piemontană a eruptivului: Valea Iepii ($S = 22$ km^2; $L = 7$ km), cu confluenţa la Sighetul Marmaţiei, Sărăsăul şi Bicul cu dimensiuni asemănătoare.

Săpînţa. Deşi rîul are dimensiuni mici ($S = 135$ km^2; $L = 20$ km) se impune totuşi printr-un curs important în partea nordică a masivului Gutîiului. Aceasta se datoreşte debitelor sale relativ mari ($Q_0 = 3{,}8$ m^3/s), climei cu umiditate bogată, precipitaţiilor de peste 1 300 mm şi scurgerii medii de 880 mm.

Rîul îşi are originea în partea nordică a grupului vulcanic (andezitic) al Rotunzilor (1 241 m), colectîndu-şi o serie de afluenţi mici cu bazine puternic împădurite (60%), în condiţiile unui relief puternic fragmentat. Pîrîul cu un curs vijelios de la izvoare, are pantele longitudinale în jur de 80—90 m/km şi un profil longitudinal în echilibru relativ, cu pante în jur de 20 m/km în zona de vărsare. În aceste condiţiuni rîul transportă, în zona de izvoare, bolovani pînă la 30—50 cm diametru, care ajung la 10—15 cm la ieşirea din munţi. Înainte de vărsarea sa în Tisa, Săpînţa formează un con de dejecţie destul de extins, încadrat în piemontul pliocenic care străjuieşte spre nord masivul eruptiv. În amonte de comuna Săpînţa, rîul se despleteşte în două braţe, cel din stînga fiind folosit ca aducţiune pentru moara comunală.

În total are trei afluenţi mai importanţi şi anume: din dreapta primeşte pe Runcul ($S = 36$ km^2; $L = 11$ km), iar din stînga pe Săpînţa, ($S = 50$ km^2; $L = 13$ km), care înconjoară versantul vestic al conului vulcanic Rotunzii, întorcîndu-se spre Săpînţa-izvor abia la poalele acestuia. Astfel, se explică marele cot făcut de ea. În amonte de vărsare, în incinta comunei Săpînţa, se varsă în rîu ultimul său afluent, Belmezeul sau Hotaru, care însă are dimensiuni mult mai mici şi parazitează, în bună parte, conul de dejecţie al Săpînţei.

Pînă la ieşirea de pe teritoriul ţării noastre, Tisa mai primeşte trei mici afluenţi: Saroşul ($S = 12$ km^2; $L = 7$km), Baia ($S = 20$ km^2; $L = 6$ km) şi Şugatagul ($S = 24$ km^2; $L = 9$ km).

De pe versantul vestic al Munţilor Oaşului se formează o serie de pîraie mici, care se varsă în Tisa în afara teritoriului ţării noastre prin intermediul Batarului. Dintre aceştia menţionăm Batarciul ($S = 95$ km^2; $L = 12$ km) cu afluentul său Tarna Mare ($S = 42$ km^2; $L = 15$ km) şi Hodoşul, un alt afluent al Batarului care îşi are originea în piemontul Turţului; fiind un

mic pîrîu de cîmpie ($S = 51$ km^2; $L = 14$ km), acesta drenează o bună parte a apelor freatice apropiate de suprafaţa solului.

Turul ($S = 1\,008$ km^2; $L = 66$ km) se consideră că aparţine cursului mijlociu al Tisei, ca de altfel şi Someşul, însă pe teritoriul ţării noastre el intră în grupa rîurilor nordice, drenînd versanţii vestici ai grupului vulcanic Oaş-Gutîi.

Bazinul superior al Turului se adaptează bine depresiunii intervulcanice a Oaşului, pe care o părăseşte în aval de primirea afluentului său de seamă din dreapta — Lechincioara sau Lechinţa. Trecînd prin poarta de închidere a depresiunii, formată din aglomerate vulcanice şi depozite panoniene, iese în Cîmpia Tisei, unde pantele rîului scad brusc, iar cursul lui se despleteşte, în amonte de Călineşti, în două braţe principale şi mai multe secundare ceea ce denotă o instabilitate mare a albiei aflată în plină fază de colmatare. Aspectul de subsidenţă la contactul cu Cîmpia Tisei se evidenţiază şi mai clar pe interfluviul Egher-Talna, unde pe lîngă lăcoviştile răspîndite apar şi mlaştini eutrofe. Caracterul inundabil al luncii continuă şi în aval, chiar pînă la vărsare, din care cauză cursul inferior al Turului este îndiguit (se feresc de inundaţii 17 830 ha) şi se prevăd noi lucrări importante de regularizare de albie. Lucrările de desecare feresc de excesul de umiditate 12 200 ha pe malul drept şi 9 871 ha pe cel stîng.

Turul izvorăşte de la o altitudine de circa 950 m. Panta cursului de apă în sectorul montan atinge 20 m/km, scăzînd la valori de 2—8 m/km în fundul depresiunii şi sub 1 m/km în sectorul de cîmpie.

Afluenţii săi din sectorul superior care îşi trag originea tot de pe rama muntoasă, eruptivă, traversează apoi piemonturile larg dezvoltate şi se adună în incinta cîmpiilor piemontane marginale formînd adevărate pieţe de adunare a apelor. Astfel, în prima zonă de convergenţă aflată la nord de Remetea Oaşului, Turul primeşte din dreapta pe cel mai mare afluent al său — *Lechincioara* ($S = 286$ km^2; $L = 29$ km), cu afluenţii săi Valea Rea ($S = 132$ km^2; $L = 26$ km) şi Valea Albă ($S = 64$ km^2; $L = 19$ km), iar la stînga (v. fig 95), pe curiosul său afluent — Slatina sau Strîmba ($S = 35$ km^2; $L = 8$ km), care după I. Velcea reprezintă fostul curs inferior al Talnei superioare.

Următorul afluent al Turului, al doilea ca mărime, este *Talna* ($S = 186$ km^2; $L = 35$ km) care străbate regiunea sud-vestică a Depresiunii Oaşului curgînd paralel cu Turul, după ce a cules o serie de afluenţi din stînga de pe rama sudică a depresiunii, dinspre Masivul Gutîiului. Talna este de fapt un colector piemontan, cu un curs transversal faţă de desfăşurarea iniţială a Piemontului Talnei. Ieşind în cîmpie şi cursul Talnei capătă un caracter de divagare puternică, formînd o difluenţă în aval de primirea Pîrîului Muntelui (Talna Mare şi Talna Mică).

În cîmpie Turul primeşte doi afluenţi cu dimensiuni mai mari: din dreapta soseşte Turţul ($S=74$ km^2; $L=22$ km), iar din stînga Racta ($S=181$km^2; $L = 37$ km) cu Egherul ($S = 85$ km^2; $L = 22$ km), care drenează apele zonei mlăştinoase dinspre Talna (v. fig. 59). În fine pe teritoriul R.P. Ungaria, Turul colectează încă un mic pîrîu, cu izvoarele în ţara noastră şi anume: Eherul Mare cu afluentul său Şarul care totalizează o suprafaţă de circa 200 km^2.

Prin poziţia sa cu o expoziţie directă spre vest şi cu golful depresionar larg deschis tot în aceeaşi direcţie, bazinul Turului favorizează formarea

TABELUL 40

Elementele morfometrice ale rîurilor din grupa nordică

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin S km² am/av.	Bazin H med am./av.	Bazin H med am./av.
Vișeul	Izvor	0	1 693	—	—	—
	P. h. Poiana Borșei	14,0	683	122	1 262	360
	P. h. Borșa Moisei	19,0	645	261	1 225	320
	P. h. Vișeul de Sus	39	479	408	1 108	293
	Confl. Vaser	40	478	409	1 107	293
				831	1 096	319
Vaserul	Izvor	0	1 560	—	—	—
	P.h. Făini	16,5	837	135	1 242	382
	P. h. Vișeul de Sus	41,0	478	421	1 108	293
	Confl. Vișeu	42,5	476	422,0	1 085	344
Vișeul	P. h. Leordina	57,4	418	964	1 026	306
Vișeul	Confl. Ruscova	57	412	978	1 026	306
				1 413	1 037	321
Ruscova	P. h. Poienile de Sub Munte	25	508	289	1 100	354
	P. h. Ruscova	38,0	409	434,0	1 059	354
	Confl. Vișeu	39,0	412	435	1 059	354
Vișeul	P. h. Bistra	71	360	1 586	1 008	315
	Confl. cu Tisa	80	338	1 606	997	314
Iza	Izvor	0	1 200	—	—	—
	P. h. Săcel	13	563	53	985	230
	P. h. Bîrsana	56	312	635	683	167
	P. h. Oncești	64,5	294	695	662	166
	Confl. cu Mara	71,5	277	720	652	163
				1 126	682	156
Mara	Izvor	0	1 050	—	—	—
	P.h. Mara	21	492	154	880	172
	P. h. Vad	39	281	405	735	142
	Confl. Iza	40,0	280	406	735	142
Iza	P. h. Vad	73,3	277	1 130	681	156
	Confl. Tisa	83,0	264	1 303	658	152
Săpînța	Izvor	0	1 100	—	—	—
	P. h. Săpînța	13,2	365	125	831	280
	Confl. Tisa	20,0	240	135	797	267
Turul	Izvor	0	950	—	—	—
	P. h. Negrești	14,0	231	44	622	180
	Confl. Pîrîul Rău	22,0	144	76	441	113
				380	415	139
	Confl. Talna	41	133	428	391	134
				618	391	137
	P. h. Turulung	46,5	126,3	723	368	128
	Frontiera R.P.U.	66,0	114,0	1 008,0	305	95

unor cantităţi bogate de precipitaţii şi de scurgere. Formaţiunile piemontane acumulează cantităţi importante de ape freatice care se ivesc la suprafaţă, în numeroase izvoare cu ape de calitate bună, la limitele exterioare ale piemonturilor. Rezervele subterane abundente sînt folosite la alimentarea tuturor localităţilor din depresiune (Negreşti, Oraşul Nou, Cămîrzana, Tîrşolţ, Tur etc.). Apele freatice sînt foarte apropiate de suprafaţă în sectorul de cîmpie (1—5 m). Sînt renumite izvoarele minerale din aria mofetică care se ivesc în zona de contact dintre eruptiv şi sedimentar (Bixad, Negreşti-Luna, Izvorul Maria de lîngă comuna Vama, Izvorul Puturoasa la poalele Muntelui Pietroasa, la Certeze, Negreşti, Oraşul Nou).

În bazinul Tisei superioare au funcţionat pînă în prezent 32 de posturi hidrometrice (219), după cum urmează: unul pe Tisa, 15 în bazinul Vişeu (Vişeu, Cîsla, Vaser, Ruscova), 10 pe Iza şi afluenţi (Mara, Runcu, Coşeu), unul pe Săpînţa şi 5 în bazinul Tur şi afluenţi (Valea Rea sau Lechinţa, Talna şi Tarna Mare). În prezent sînt în funcţiune în total 24 de posturi. Cel mai vechi, cel de pe Tisa de la Sighetul Marmaţiei a fost pus în funcţiune din 1862; postul Vad de pe Iza face observaţii din 1898, iar cel de la Turulung de pe Tur din 1909.

Studii asupra scurgerii, determinări de norme ale scurgerii medii s-au făcut la 18 posturi, care sînt prezentate în tabel 41 şi pe harta reţelei fluviatile (fig. 95).

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi scurgerea medie. Rîurile din grupa nordică, se formează în condiţiile unei clime umede, cu precipitaţii ce au sume medii anuale în jur de 700—1 400 mm. Zonalitatea elementelor bilanţului hidrologic fiind bine sesizabilă, s-au putut determina şi ariile cu gradienţii de creştere ridicaţi din vest şi nord (Tur, Săpînţa, izvoarele Marei, Munţii Maramureş, v. fig. 97) şi mai scăzuţi pe flancul estic al Gutîiului şi Ţibleşului, în bazinul Izei.

Cu excepţia unor rîuri de cîmpie, precipitaţiile medii pe bazine hidrografice depăşesc valoarea de 1 000 mm, iar scurgerea medie pe cea de 500 mm. Evapo-transpiraţia este încă determinată, cu unele rezerve, de varietatea mare a precipitaţiilor căzute pe teritoriu, dar ca diferenţă faţă de scurgerea medie, ea are valori în jur de 500—300 mm în munţi şi atinge după toate datele existente 600 mm în Cîmpia Turului (v. tabelul 41). Între altele, bilanţul hidrologic natural suferă unele modificări tocmai în cîmpie, unde se fac irigaţii pe suprafeţe tot mai mari.

Repartiţia scurgerii în timpul anului. Regimul hidrologic al rîurilor este variabil din cauza pluviozităţii accentuate a climei şi din cauza încălzirilor frecvente din timpul iernii care se reflectă bine în regimul Turului, Săpînţei, Izei şi afluenţilor lor. Regimul montan se manifestă prin topiri tîrzii şi ape mari primăvara şi vara (tip carpatic oriental), în cazul Vişeului superior. Restul rîurilor (Cîşla, Vaser, Ruscova) au ape mari primăvara, distingînduse prin particularităţile tipului de regim carpatic transilvan (v. fig. 97). Iza prin regimul său se apropie mai mult de tipul carpatic vestic, iar al Turului de cel pericarpatic vestic.

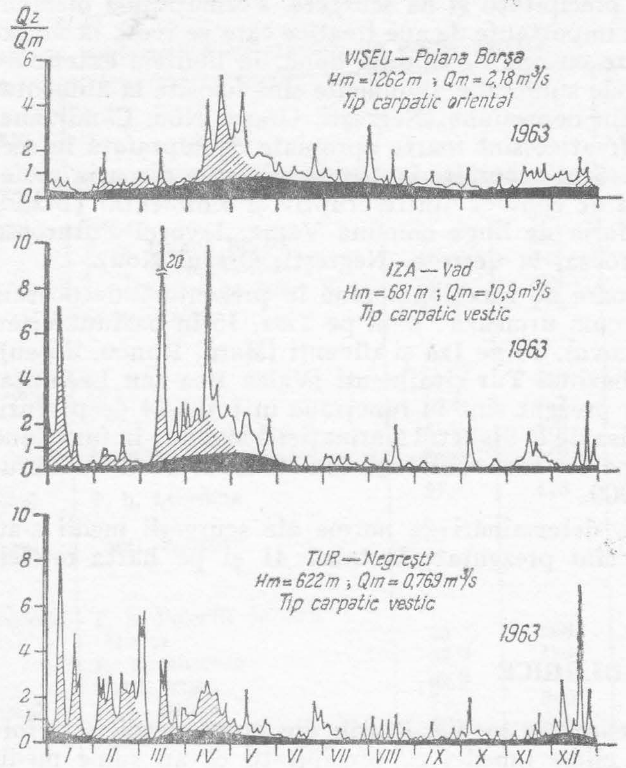


Fig. 97. Hidrografe caracteristice pentru regimul rîurilor din grupa nordică (I. Ujvári).

TABELUL 41

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor din grupa nordică (1950–1967)

Rîul	Post hidrometric	S_{baz} (km²)	$H_{med.}$ (m)	Q_0 (m³/S)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)
Vişeu	Poiana Borşa	122	1 262	3,25	1 246	836	410	260
Cîşla	Baia Borşa	73	1 204	1,55	1 087	670	417	217
Vişeu	Borşa Moisei	261	1 225	5,78	1 142	695	447	229
Vişeu	Vişeul de Sus	408	1 108	7,25	1 050	555	495	178
Vaser	Făini	135	1 242	3,20	1 150	748	402	220
Vaser	Vişeul de Sus	421	1 085	7,68	1 026	575	451	170
Vişeu	Leordina	964	1 026	16,2	1 005	529	476	165
Ruscova	Poienile de sub Munte	289	1 100	6,50	1 160	710	450	205
Ruscova	Ruscova	434	1 059	10,2	1 205	738	467	225
Vişeu	Bistra	1 586	1 008	29,4	1 066	591	475	193
Iza	Săcel	53	985	0,98	1 160	582	478	163
Iza	Onceşti	695	662	7,02	853	318	535	90
Mara	Mara	154	880	4,15	1 350	849	501	272
Mara	Vad	405	735	8,82	1 205	688	517	216
Iza	Vad	1 130	681	15,9	985	443	542	164
Săpînţa	Săpînţa	125	831	3,58	1 400	905	495	290
Tur	Negreşti	44	622	1,03	1 245	721	524	210
Tur	Turulung	723	368	8,80	960	383	577	114

TABELUL 42

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele rîurilor din grupa nordică (1950—1967) (282).

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I.	P.	V.	T.	Tip de regim
Vişeu	Poiana Borşa	3,95	4,60	6,90	14,8	18,7	13,2	9,78	7,50	4,98	5,00	5,03	5,56	14,1	40,4	30,5	15,0	COM
Vişeu	Borşa Moisei	4,35	5,05	7,70	15,4	16,7	12,1	9,50	7,55	5,05	5,20	5,55	5,85	15,2	39,8	29,2	15,8	COM
Vaser	Vişeul de Sus	4,97	6,21	9,08	18,0	15,0	10,2	8,65	7,11	4,85	4,76	5,21	5,75	17,0	42,1	26,0	14,9	CT
Vişeu	Leordina	4,63	6,09	9,14	17,1	15,1	10,7	8,93	7,13	4,54	4,80	5,52	6,32	17,0	41,3	26,8	14,9	COT
Ruscova	Ruscova	5,12	6,01	8,68	18,2	15,7	9,57	7,81	6,54	4,79	5,09	5,76	6,73	17,9	42,6	23,9	15,6	COT
Vişeu	Bistra	4,66	6,24	9,30	17,8	15,3	10,5	8,40	6,75	4,45	4,70	5,40	6,50	17,4	42,4	25,6	14,6	COT
Mara	Mara	7,20	9,33	11,9	19,6	9,78	8,32	6,75	5,48	2,76	3,98	6,30	8,60	25,1	41,3	20,6	13,0	CV
Iza	Vad	7,05	10,4	14,1	18,0	10,2	8,35	6,15	5,10	2,46	3,44	5,95	8,60	26,0	42,3	19,8	11,9	CV
Tur	Negreşti	9,48	14,9	13,5	14,0	6,91	7,64	5,14	5,06	2,33	3,05	5,79	12,2	36,6	34,4	17,8	11,2	PcV
Tur	Turulung	9,56	16,0	15,8	12,7	5,97	7,66	4,72	4,44	1,56	2,70	6,19	12,7	38,3	34,5	16,8	10,4	PcV

COM — Carpatic oriental moldav; *CV* — Carpatic vestic; *COT* = Carpatic oriental transilvănean; *PcV* — Pericarpatic vestic.

Diferențele de regim se oglindesc bine și în coeficienții modului de scurgere medii lunare și în procentajul scurgerii medii sezoniere (v. tabelul 42). Apele mari de primăvară în cazul Vișeului superior încep să apară cu peste o lună întîrziere față de cele ale Izei și anume în luna aprilie, în bună parte din cauza altitudinii mai mari a bazinului de recepție. Volumul maxim al scurgerii în sistemul Vișeu se observă în mai, iar cel al Izei în aprilie. Dacă regimul de iarnă a Vișeului și afluenților săi este relativ stabil (scurgerea de iarnă abia 13—18%), instabilitatea iernii în cazul Izei duce la o scurgere de iarnă de 22—26%, aceasta ridicîndu-se în cazul Turului la 38,3%. Iată marile contraste în regimul diferitelor tipuri de regim în cazul rîurilor nordice! Dar diferențe mari se observă și în privința scurgerii de vară. Din cauza topirilor tîrzii, mai ales în Munții Rodnei dar și la altitudinile mari ale Munților Maramureșului, perioada ploioasă de la începutul verii corespunde cu sfîrșitul topirilor, continuîndu-le sub forma unor ape mari din ploi. În bazinele Izei, Săpînței și Turului însă topirea zăpezii se termină în aprilie, deci ploile abundente din iunie sînt capabile să formeze numai viituri izolate, rareori suprapuse, din cauza pierderilor la infiltrații și evapotranspirației ridicate. Prin urmare, dacă scurgerea de vară pe Vișeul superior atinge valori de peste 30%, în cazul restului rîurilor rămîne între 20 și 25%, iar pe Tur abia 17,8%.

Scurgerea de toamnă este, în general, neînsemnată fiind însă mai mare decît scurgerea de iarnă în cazul tipului carpatic transilvănean.

Scurgerea și debitele maxime. Debitele maxime se formează, îndeosebi, în timpul verii, datorită ploilor intense și de lungă durată, însă în cazul tipurilor vestice debitele maxime ale viiturilor de iarnă și primăvară de origine mixtă (topirea zăpezii + ploi) domină. Cercetătorii de la I.M.H. au stabilit valorile debitelor maxime (v. tabelul 43) de diverse asigurări la o serie de posturi hidrometrice.

TABELUL 43

Debitele și scurgerea maximă pe rîurile din bazinul grupei nordice
(după I.M.H.)

Rîul	Postul	Debite maxime cu asigurare de				Scurgerea maximă specifică (1%)
		1%	3%	5%	10%	
		m³/s				
Vișeul	Vișeul de Sus	410	280	260	200	1 000 l/s km²
Vișeul	Bistra	1 020	740	620	480	650 „
Iza	Vad	660	560	510	430	580 „
Tur	Turulung	300	230	200	160	420 „

Inundațiile din timpul viiturilor afectează mai ales regiunile depresionare și cele de subsidență. Lucrări importante pentru corectări de albii și îndiguiri s-au făcut în aval de Remetea pe Tur, sectorul inferior al rîului fiind îndiguit. Cu toate acestea sectoarele mijlocii și inferioare ale Pîrîului Rău, Lechincioara și Talna prezintă colmatări intense de albii, care devin suspendate, foarte mobile și prezintă pericol de inundație. Pe Vișeu și Iza inferioară vor fi construite, pe lîngă cele existente, peste 33 km diguri noi.

După cum reiese din tabelul 43 scurgerea maximă specifică cu asigurare 1%, în cazul rîurilor grupei nordice, este ridicată. La Vişeul de Sus, de exemplu, la o suprafaţă bazinală de 408 km² scurgerea cu asigurare 1% atinge circa 1 000 l/s/km² reprezentînd unul dintre debitele maxime specifice cele mai ridicate din România. După cum reiese din graficul 97, ea este în funcţie atît de suprafaţa, cît şi de altitudinea medie a bazinelor de recepţie. Dintre anii cu debite maxime deosebite se amintesc 1933, 1940, 1941, 1955, 1958, 1970.

Scurgerea şi debitele minime. Scurgerea din perioadele secetoase nu scade prea mult în cadrul bazinelor studiate (v. tabel nr. 44). Debitele minime observate se produc mai ales iarna, în regiunea Munţilor Maramureşului (tipurile de regim carpatic oriental şi transilvan) şi vara-toamna în vest. Epuizarea rezervelor de ape subterane nu este prea accentuată chiar şi în regiunile joase din cauza umidităţii ridicate. Din acest motiv rîurile au scurgerea neîntreruptă în tot timpul anului, iar debitele minime specifice (lunare şi zilnice) sînt dintre cele mai ridicate la aceleaşi altitudini medii ale bazinelor de recepţie; cele lunare se ridică de la 0,3 l/s/km² în Depresiunea Maramureşului la 1—3 l/s/km² în munţii vulcanici şi de la peste 5 l/s/km² în Munţii Maramureşului şi pînă la 7—9 l/s/km² la altitudinile mari ale Munţilor Rodnei. Singura regiune unde alimentarea subterană şi deci scurgerea minimă au valori mici este sectorul de cîmpie a Turului, unde pîraiele locale seacă (Egherul, Racta, Şarul) avînd caracter semipermanent şi intermitent.

În aceste condiţii, lipsa apei se resimte numai periodic în bazinul Turului şi în cazul rîurilor mici, autohtone, din Depresiunea Maramureşului. Necesitatea creerii lacurilor de acumulare pentru alimentări cu apă se iveşte abia în bazinul Turului (la nivelul actual al folosinţelor), dar şi aici o bună parte din apele necesare chiar şi pentru irigaţii se pot obţine din apele freatice bogate, acumulate în piemonturile Talnei, Albei, Turului, Pîrîului Rău şi de la contactul cu cîmpia. Piemonturile Oaşului prezintă zonalitatea interioară clasică adică pierderi în părţile lor superioare la infiltraţii şi efilări la contactul cu cîmpia, unde se impune construirea unor canale de drenaj. Lucrări de acest gen cu suprafeţe de mai multe sute de hectare sînt între localităţile Prilog — Oraşul Nou (numai în 1958 au fost ameliorate 360 ha).

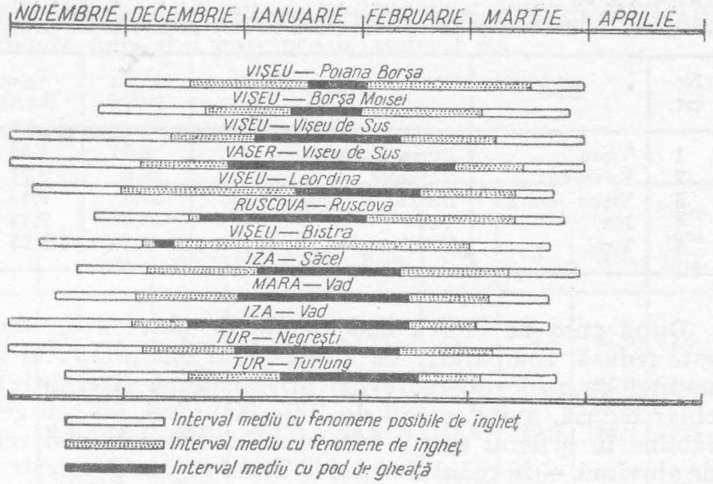
Temperatura apei. În strînsă corelaţie cu temperatura aerului, temperatura apei prezintă unele diferenţe, acestea datorîndu-se transportului caloric provenit din amonte şi care nu coincide cu cel local. Astfel, apele din rîuri şi lacuri sînt cele mai reci la altitudinile mari ale Munţilor Rodnei, unde în zona alpină temperaturile de peste +5 °C se observă abia în perioada iunie-septembrie, iar maxima abia atinge +17 °C. Totodată în regiunile joase apariţia temperaturilor de peste +5 °C este posibilă în tot timpul anului (Tur-Turulung), în orice caz în perioada martie-septembrie. Temperaturile maxime ating 30,4 °C la Turulung, 27 °C la Negreşti, 23,6 °C la Săpînţa, 27,5 °C pe Mara la Vad, 29,5 °C pe Iza la Săcel, 23,5 °C pe Borşa la Poiana Borşa, 26,2 °C pe Cîşla la Baia Borşa, 27 °C pe Vişeu la Vişeul de Sus şi Leordina, 29,9 °C pe Vişeu la Bistriţa etc.

Fenomenele de îngheţ. Prezenţa acestor fenomene este puternic influenţată de pantele şi vitezele mari ale rîurilor, cu excepţia Turului inferior.

TABELUL 44

Debitele şi scurgerea minimă pe rîurile din grupa nordică

Rîul	Post	Debite medii lunare minime					Debit minim zilnic (95%) (m^3/s)
		Perioada rece		Perioada caldă		q_{min} (95%) specific (l/s. km²)	
		Q_{min} (m^3/sec)	Data prod. luna, anul	Q_{min} (m^3/s)	Data prod. luna, anul		
Vişeul	Poiana Borşa	0,710	II. 1962	0,780	X. 1961	5,80	0,40
Cîşla	Baia Borşa	0,270	–	0,260	–	3,55	0,17
Vişeu	Moisei	1,44	I. 1954	1,26	X. 1961	4,85	0,72
Vişeu	Vişeul de Sus	1,06	II. 1954	1,56	X. 1961	2,60	0,90
Vaser	Făini	0,490	–	0,570	–	3,62	0,31
Vaser	Vişeul de Sus	1,04	–	1,76	–	2,47	0,90
Vişeul	Leordina	2,50	II. 1954	3,33	X. 1961	2,60	1,85
Ruscova	Poienile de sub Munte	0,89	–	1,46	–	3,07	1,04
Ruscova	Ruscova	1,89	II. 1954	2,14	X. 1961	4,38	1,50
Vişeu	Bistra	3,91	II. 1954	5,80	X. 1961	2,50	3,60
Iza	Săcel	0,10	II. 1952	0,07	IX. 1961	1,32	0,31
Mara	Mara	0,42	I. 1954	0,47	IX. 1961	2,72	0,18
Mara	Vad	–	–	0,72	IX. 1961	1,78	–
Iza	Vad	0,91	I. 1954	1,10	IX. 1961	0,80	0,58
Săpînţa	Săpînţa	–	–	0,54	IX. 1961	4,31	–
Tur	Negreşti	0,02	I. 1954	0,11	IX–X. 1961	0,46	–
Tur	Turulung	0,20	I. 1954	0,31	IX. 1961	0,28	0,14



[Fig. 98. Diagrama fenomenelor de îngheţ pentru rîurile grupei nordice (I. Ujvári).

Este suficient să amintim, că din cauza căldurii degajate în urma frecării interioare a moleculelor de apă, a alimentării lor abundente cu ape freatice şi a efectului distrugător al apelor cu viteze mari, durata medie a podului de gheaţă pe Vişeu la Bistra este de numai 5 zile, la Borşa Moisei de 18 zile, la Poiana Borşa de 12 zile, pe Iza la Săcel de 22 de zile, pe Mara la Vad de 24 de zile, crescînd brusc pe Iza inferioară, unde viteza apei este mai redusă, pînă la 40 de zile (v. fig. 98).

Podul de gheaţă nu are aceeaşi durată în fiecare an. În timpul iernilor mai blînde, cînd masele de aer continentale care invadează depresiunea nu au o durată mare, timpul de existenţă al gheţii compacte este infim de mic, el variind între 1 şi 12 zile, în schimb în timpul iernilor geroase el atinge un număr de 101 zile pe Iza la Vad şi între 60 şi 80 de zile pe restul rîurilor. Cu aceste ocazii, chiar şi în zona cu cea mai intensă influenţă oceanică, pe Tur la Turulung podul de gheaţă persistă timp de 75 de zile (1953—54).

Durata fenomenelor de îngheţ este mai mare decît a podului de gheaţă. Ele apar în primele decade ale lunii noiembrie atingînd frecvenţa maximă între 1 şi 20 decembrie. În iernile mai puţin aspre apariţia lor poate întîrzia pînă la mijlocul lunii ianuarie. Dispariţia lor cuprinde o perioadă destul de largă : cea mai timpurie a fost înregistrată la începutul lunii februarie, iar cea mai tîrzie în ultima decadă a lunii martie. De obicei însă (datele medii) gheaţa dispare pe la începutul lunii martie, în regiunile joase şi întîrzie pînă la 14—16 martie la altitudini mai mari (v. fig. 98).

Dintre fenomenele de îngheţ se pot aminti gheaţa la mal, năboiul — ca fenomen foarte frecvent şi scurgerea sloiurilor de gheaţă pe Tisa, Vişeu, Iza şi pe unii afluenţi mai mari ai lor.

Scurgerea solidă. Observaţii de durată mai lungă asupra scurgerii de aluviuni aflate în suspensie se fac numai la cinci posturi hidrometrice.

TABELUL 45

Scurgerea și debitele solide medii (1952–1967) pe rîurile din grupa nordică (282)

Nr. crt.	Rîul	Postul	Q_{med} (m^3/s)	R_{med} (kg/s)	ρ_{med} (g/m^3)	r_{med} (t/ha/an)
1	Vișeu	Borșa Moisei	6,04	1,08	182	1,30
2	Ruscova	Ruscova	10,8	3,71	293	2,69
3	Vișeu	Bistra	30,8	9,44	293	1,90
4	Iza	Vad	16,6	7,44	497	2,07
5	Tur	Turulung	8,14	1,25	1 238	0,67

După cum ne indică însă datele de observații, scurgerea de aluviuni este redusă comparativ cu alte regiuni din țară. Mai ales în regiunile de munte, cu roci rezistente (șisturi cristaline și eruptiv), turbiditatea este chiar redusă, avînd valori de 100—300 g/m^3, iar scurgerea solidă specifică rămîne în general sub 2 t/ha/an. Valorile cele mai scăzute de transport de aluviuni — în cazul Turului la Turulung, se datorește sedimentării puternice din regiunile de divagare ale rîului, scăderii bruște a pantelor rîului în zona de contact a reliefului precum și faptului că rîurile își au izvoarele în zona eruptivă.

Pentru incinta fundului Depresiunii Maramureșului nu dispunem de observații directe. Datele hidrometrice de pe Vișeu și Iza ne indică însă o creștere bruscă a transportului de aluviuni dinspre aceste regiuni. După toate semnele existente, turbiditatea pîraielor în incinta sedimentarului neogen-paleogen trebuie să atingă valori în jur de 500—2 000 g/m^3.

În ceea ce privește repartiția scurgerii solide în timpul anului, se constată dominarea ei în perioada de primăvară în munți și iarna și la începutul primăverii în Cîmpia de Vest (bazinul Turului).

Particularitățile hidrochimice. Varietatea litologică și spălarea rocilor prin circuitul apei se reflectă în chimismul apelor.

Astfel în eruptiv, unde scurgerea medie este în jur de 800—900 mm/an, rocile de bază (predominant andezite și piroclastite) — nu conțin cantități mari de săruri ușor solubile. Ca rezultat, în aceste regiuni, mineralizarea apei din rîuri și izvoare este în medie de 80 mg/l, iar în privința compoziției ionilor deși domină carbonații, un rol aproape egal îl au și sulfații datorită abundenței piritelor. Caractere asemănătoare le au și apele din zona șisturilor cristaline, mai ales la altitudini mari, însă în acest caz domină numai carbonații.

Paleogenul, reprezentat prin gresii dă, de asemenea, o mineralizare slabă și mijlocie, cu dominarea ionilor de carbonați. Neogenul însă (tortonian și pliocen) comportă urmele unei zone diapirice vaste, parțial acoperită cu depozite vulcanice, care se manifestă, pas cu pas, prin fenomene foarte puțin obișnuite: izvoare minerale cloruro-sodice cu concentrații foarte variate și afectate de mofete chiar și în eruptiv sau la marginea lui (Bixad, Maria, Brebu etc.). Zona diapiră este prezentă în bazinul Marei inferioare, a Izei (afluenții din stînga în aval de văile Boicu și Slătioara) și în bazinul afluentului său din dreapta — Rona. Rezervele de sare, lacurile și izvoarele sărate de la Ocna Șugatag, Coștiui, Rona și Dragomirești reprezintă bogății naturale foarte valoroase, dar care imprimă apei pîraielor locale un carac-

ter clorurat. Chiar şi Iza, în aval de confluenţa cu Mara, intră în categoria apelor clorurate. Unele date caracteristice cu privire la tipurile de mineralizare ale apelor la debite mici sînt cuprinse în tabelul 46.

TABELUL 46

Date hidrochimice privitoare la rîurile grupei nordice
(la ape mici)

Rîul Post	Data probei	pH	Rez. fix mg/l	Anioni mg/l			Cationi			Duritate gr/g
				Ca^{+}	Mg^{++}	$Na^{+} + K^{+}$	SO_4	Cl	HCO_3	
Săpînţa Săpînţa	1. I. 1961	6,8	48	8,0	1,21	13,26	19	7,1	27,5	1,4
Tur Negreşti	23. VI. 1960	6,6	36	6,0	2,4	14,4	25,6	6,4	25,0	1,4
Iza Săcel	27. VII. 1961	7,4	162	36,0	4,9	14,6	16,8	10,6	133,0	6,2
Mara Vad	2. XI. 1961	6,4	958	36,0	4,9	184,0	93,6	251,9	54,9	6,2
Iza Vad	2. XI. 1961	6,4	705	47,0	12,8	138,0	94,6	191,9	122,0	9,5
Vişeu Moisei	27. IX. 1961	8,2	180,0	40,0	4,9	—	21,0	7,1	128	6,7
Ruscova Ruscova	14. VII. 1961	8,0	174,0	42,0	3,6	—	6,4	5,7	129	6,7

În condiţii naturale, majoritatea rîurilor din grupa nordică au parametri hidrochimici foarte favorabili pentru diferitele utilizări. Menţionăm că apele rîurilor, în general, nu sînt poluate, dacă nu luăm în considerare sectoarele inferioare ale Marei, Coşeului şi Izei, care primesc unele cantităţi de ape sărate rezultate de la Ocna Şugatag.

CAPITOLUL XVII

Grupa rîurilor vestice (Someş, Crasna, Barcău, Crişuri, Mureş)

Grupa rîurilor vestice drenează partea cea mai mare a teritoriilor din vestul arcului carpatic, cuprinzînd o suprafaţă de circa 66 800 km². Rîurile din această grupă, datorită pantei generale a reliefului, gravitaţionează spre vest vărsînd în Tisa circa 380 m³/s. Astfel, Mureşul, cel mai mare afluent al Tisei, îi aduce 165 m³/s, Someşul 118 m³/s, Crişul Alb 22 m³/s, Crişul Negru 30 m³/s şi Crişul Repede 23 m³/s.

SISTEMUL SOMEŞULUI (S = 15 217 km²; L = 345 km)

Sistemul Someşului se organizează în partea nordică a bazinului Transilvaniei, cumpenele de apă înscriindu-se pe crestele munţilor Apuseni, Gutîiului, Ţibleşului, Rodnei, Bîrgăului şi Călimanului. În Depresiunea Transilvaniei, din cauza proceselor tectonice cumpăna apelor, pe anumite sectoare, este slab reliefată. De exemplu diferenţa de nivel între cumpăna şi izvoarele Luduşului (afluent al Mureşului) şi ale Fizeşului reprezintă abia cîteva zeci de metri. Mai departe însă, spre Munţii Apuseni — Culmea Mezeş şi Culmea Codrului — ea este mult mai evidentă. Există totuşi sectoare de cumpănă unde limita bazinului de recepţie este încă discutată, cum este, de exemplu, zona de izvoare a Someşului Cald, care se mărgineşte cu teritoriul carstic semiendoreic al Padişului sau în sectorul de cîmpie, unde există o serie de canale colectoare, cum este cel al Homorodului, Crasnei şi Ierului, care contribuie la trecerea unor cantităţi de apă în alte bazine. Există, de asemenea, cazuri de pierdere pe cale subterană din Someş, în sectorul său de cîmpie piemontană, în aval de Satu Mare, spre Homorodul Belcaia şi Homorod.

Someşul propriu-zis este considerat de la Dej, după unirea Someşului Mare cu Someşul Mic. Primul are suprafaţa bazinului şi debite medii mai mari ($S = 5034$ km²; $L = 119{,}6$ km; $Q_0 = 47{,}2$ m³/s), iar al doilea are lungime mai mare ($S = 3\,804$ km²; $L = 166{,}6$ km; $Q_0 = 21{,}4$ m³/s) considerată de la izvorul Someşului Cald.

Someşul Mare. Rîul îşi are izvoarele în extremitatea vestică a Munţilor Rodnei, sub vîrful Omul (1 931 m), din unirea mai multor pîraie. Punctul de obîrşie al sistemului este considerat confluenţa Văii Smeului (care izvorăşte de sub vîrful Coşorbii — 1 547 m) cu pîrîul Măria, cu izvorul sub vîrful Omul (18).

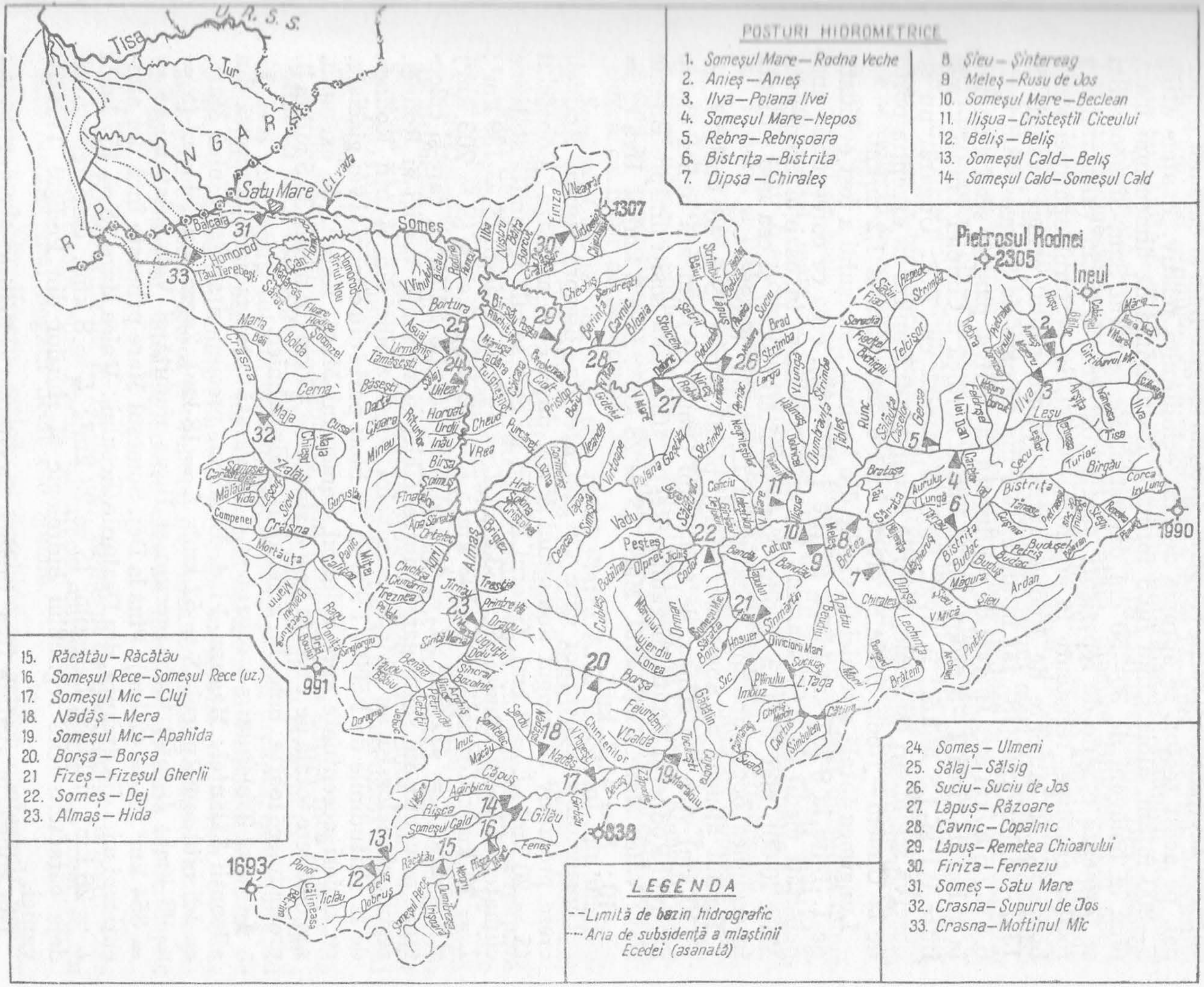


Fig. 99. Harta reţelei hidrografice din bazinele hidrografice Someş şi Crasna, cu posturile hidrometrice utilizate în studii.

După confluenţa celor două ape, pe sectorul său superior, Someşul Mare este străjuit la nord de masivele Rodnei şi Ţibleş, iar la sud-est de Munţii Bîrgăului. În masivele enunţate predomină rocile cristaline, sedimentare oligocen-acvitaniene şi rocile eruptive. Profilul longitudinal al cursului principal, pe acest sector, se apropie de faza echilibrului relativ. Pantele ating 5—300 m/km, albia rîului fiind formată din aluviuni de dimensiuni mari, pînă la bolovani de 30—50 cm diametru. Pe sectorul Sanţ-Sîngeorz Băi se formează o serie de repezişuri care se datoresc ivirii în valea rîului a rocilor eruptive, rezistente la eroziune. Astfel, în sectorul apariţiei amfibolitelor, în amonte de Rodna Veche, panta rîului atinge valori de 13,3—46,0 m/km, (18), iar în andezitele din amonte de Sîngeorz-Băi între 6,1 şi 7,5 m/km etc. În aval de confluenţa sa cu Ilva, pantele scad ajungînd la valori de circa 1—5 m/km, iar la limita nordică a Cîmpiei Transilvaniei între 0,1 şi 1,5 m/km ; în aval, pînă la graniţă cu R.P. Ungară, nu se observă schimbări esenţiale, valorile scăzînd la 0,7 m/km cu excepţia porţii de la Ulmeni—Jibou, unde ea creşte încă o dată pînă la 1,2 m/km.

Lungimea totală a reţelei fluviatile din bazinul Someşului a fost evaluată de I. Buta la 9 257 km (după hărţile 1 :100 000), ceea ce corespunde unei densităţi medii de 0,60 km/km^2. Ea este mai mare în bazinul Someşului Mare (0,60), mai mică în bazinul Someşului Mic (0,50) şi cea mai ridicată în regiunea bogat umezită a bazinului Lăpuşului (0,68).

Primul afluent al Someşului Mare, pîrîul Măriei (S = 46 km^2 ; L = = 10 km) vine din stînga, de sub vîrful Omul. El formează limita dintre masivul Rodnei şi Munţii Bîrgăului. Restul afluenţilor sosiţi dinspre Bîrgaie sînt : Valea Mare, Cîrţibavul Mare (S = 28 km^2 ; L = 8 km) şi Ilva (S = = 410 ; L = 41,7 km).

Dimensiunile afluenţilor care vin din dreapta, dinspre Munţii Rodnei, cresc progresiv în lungul Someşului Mare, după cum urmează : Cobăşelul (S = 20 km^2 ; L = 9 km), Izvorul Băilor, pe care se află renumita staţiune climaterică Valea Vinului (S = 63 km^2 ; L = 14 km), Anieşul (S = 139 km^2 ; L = 20 km) ; Cormaia (S = 103 km^2 ; L = 22 km), Rebra (S = 203 km^2) şi Sălăuţa (S = 417 km^2 ; L = 41 km). Cu excepţia Sălăuţei, care-şi colectează afluenţii din şeaua largă dintre Ţibleş şi versanţii vestici ai Rodnei, restul pîraielor îşi au obîrşia la nivelul zonei alpine din Munţii Rodnei, de la altitudinile de 1 500—1 900 m, în bună parte din circuri şi văi glaciare, cu căderi accentuate spre culoarul Someşului Mare. Rebra, de exemplu, are o cădere totală de 1 652 m pe o distanţă de 43 km (în medie 38,5 m/km !), pretîndu-se foarte bine la amenajări hidrotehnice.

În jurul Ţibleşului s-a organizat o adevărată reţea radiară compusă din afluenţii Sălăuţei : Măgura, Fiad, Bichigiu, precum şi ai Someşului Mare, cu Idieciul sau Runcul (S = 52 km^2 ; L = 18 km), Zagra sau Ţibleşul (S = = 98 km^2 ; L = 31 km), precum şi Ilişua numită şi Valea Satului (S = = 354 km^2 ; L = 42 km). Pînă la Dej, Someşul Mare primeşte încă doi afluenţi mai mici din dreapta, din Dealurile Ciceului : Valea Mare (S = 157 km^2 ; L = 26 km) şi Pîrîul Leleştilor (S = 28 km^2 ; L = 8 km), care reprezintă deja caracteristicile regimului hidrologic al rîurilor din Podişul Transilvaniei.

Din stînga, în aval de Ilva, în zona de contact a Podişului Transilvaniei cu munţii Bîrgăului şi Călimani îşi adună apele, ca un adevărat colector submontan, cel mai mare afluent al Someşului Mare : *Şieul* (S = 1 834 km^2 ;

L = 70,1 km). Cursul său se adaptează bine la ulucul depresionar al Şieului care continuă spre sud, spre depresiunea Reghinului, cursul Luţului. Rezervele de apă, în mare parte, îi provin din dreapta, din direcţia Munţilor Călimani spre care îşi trimite izvoarele Budacul (S = 245 km²; L = = 38 km) cu Buduşelul (S = 59 km²; L = 17 km), Bistriţa ardeleană (S = 662 km²; L = 65,4 km) şi afluenţii din stînga ei: Pănuleţ, Repedea, Stegii, Pietroasa, Cuşma (S = 49 km²; L = 18 km) şi Ghinda. Din dreapta, Bistriţa primeşte încă doi afluenţi montani, dinspre Bîrgae, cum sînt: Bîrgăul (S = 156 km²; L = 21 km) şi Muncelul (S = 33 km²; L = 10 km). Şieul primeşte un afluent de seamă şi din stînga, Dipşa cu Lechinţa (S = = 459 km²; L = 37 km) care deşi are dimensiuni mari, oglindind bilanţul hidrologic al Cîmpiei Transilvaniei, are debite reduse şi seacă cu caracter semipermanent chiar pînă la gura de vărsare. Cursul inferior al Şieului (aval de Sărăţel) şi în continuare şi cursul Someşului Mare pînă la Dej se adaptează bine la tectonica diapirului marginal al Bazinului Transilvaniei, fapt ce se reflectă în compoziţia chimică a apelor lor, în care o pondere de seamă o are NaCl.

În aval de Şieu, Someşul Mare primeşte încă un afluent dinspre Cîmpia Transilvaniei, mare ca dimensiune însă cu un debit redus, pe Meleşul (S = = 305 km², L = 30 km) format din trei pîraie semipermanente: Apatiul cu Beudiul şi Pleşa. Meleşul însă la vărsare are scurgere permanentă.

Someşul Mic se formează şi el din două pîraie de munte: Someşul Cald (S = 526 km²; L = 66,5 km) şi Someşul Rece (S = 331 km²; L = 45,6 km), care se unesc la poalele estice ale Munţilor Gilău, la comuna Someşul Rece. Avînd în vedere dimensiunile mai mari ale Someşului Cald, acesta se consideră ca izvor al Someşului Mic.

Someşul Cald izvoreşte de sub vîrful Piatra Arsă (1 550 m), din masivul central al Bihariei-Vlădeasa, dintr-o regiune calcaroasă (triasic-jurasică) cu fenomene carstice deosebit de dezvoltate.

Chiar de la obîrşie, rîul dispare printr-un ponor cu peşteră ca să reapară apoi în peştera de la Rădeasa; de aici pătrunde în Cetatea Rădesei pe care o traversează tot printr-o peşteră-tunel (250 m lungime). În aval după ce primeşte pe Pîrîul Ars, primul său afluent din stînga ieşit tot dintr-o peşteră (Tunelul Mic), se îndreaptă spre defileul Someşului Cald, denumit şi „Bazarul Someşului", cu pereţi calcaroşi abrupţi şi cu diferenţă de nivel de peste 100 m.

După ieşirea din chei, Someşul Cald primeşte din stînga încă o serie de afluenţi mici, dar bogaţi în ape: Alunul, Alunul Mic şi Ponorul (S = 16 km²; L = 6 km), sosiţi tot din platoul calcaros. În partea dreaptă, Someşul Cald este mărginit, pe acest sector, de podişul calcaros al Padişului presărat de doline şi văi seci (drenate numai pe cale subterană de Valea Galbena afluentul Crişului Pietros şi probabil de Valea Coblişului, afluent al Arieşului Mare). După M. Bleahu, acesta este un adevărat teritoriu semiendoreic carstic.

După observaţiile lui E. Iacob (74), Someşul Cald superior nu poate avea pierderi subterane spre Padiş, deoarece scurgerea medie pe acest sector este bogată, mai bogată decît cea zonală.

Spre aval, în direcţia estică, se deschide un aspect neobişnuit pentru regiunile de munte: larga suprafaţă de netezire a masivului Gilăului cu nivel de denundaţie format pe şisturi cristaline în care Someşul Cald

şi-a modelat o vale largă cu energie mică de relief şi cu un aspect propriu regiunilor de dealuri. Panta longitudinală a rîului, relativ redusă (între 3 şi 8 m/km), transportă pietrişuri amestecate cu nisip. Acest aspect se menţine pînă la pătrunderea Someşului Cald într-unul dintre cele mai frumoase defilee din ţara noastră şi anume în cel al Mărişelului, sculptat în granite.

Din acest sector de platformă rîul îşi adună cîţiva afluenţi din dreapta cum sînt: Bătrîna sau Izbucul ($S = 36$ km²; $L = 6$ km) cu afluentul său Călineasa, ce vin dinspre Padiş, pîrîul Giurcuţei şi cel mai de seamă Belişul ($S = 121$ km²; $L = 21$ km) care se varsă în colector cu circa 3 km în amonte de defileu. În curînd (1973—74) valea Someşului Cald va fi inundată pe acest sector, pe o distanţă de circa 12 km, de apele lacului de acumulare Someş-Fîntînele al cărui baraj va fi amplasat la intrarea în defileul Mărişel. Lacul va avea un volum de 225 000 000 m³ şi o suprafaţă de 430 ha; nivelul său va fi la circa 990 m şi va inunda circa 4 km din valea Belişului. În el se va vărsa şi un colector montan, care va aduce apele captate din zona de izvoare a Ierii, Someşului Rece şi Răcătăului. Uzinele hidroelectrice care vor fi amplasate în aval de defileu vor utiliza o cădere de peste 450 m.

Someşul Cald în incinta defileului Mărişel are o cădere de peste 300 m pe o distanţă de circa 13 km. Menţionăm că batolitul granitic foarte rezistent la eroziune care se întinde pînă la Muntele Mare, are un rol important în menţinerea Platformei Gilăului, reprezentînd o adevărată bară ce protejează platforma din amonte contra fragmentării adînci.

În aval de defileu, valea Someşului Cald se adînceşte puternic avînd un aspect montan adevărat. Pînă la confluenţa sa cu Someşul Rece mai primeşte din stînga doi afluenţi: Rîşca ($S = 60$ km²; $L = 19$ km) şi Agîrbiciul ($S = 28$ km²; $L = 12$ km), iar din dreapta pe Leşul ($S = 13$ km²; $L = 6$ km) cu izvorul lîngă satul Mărişel. În amonte de confluenţa cu Agîrbiciul, cu cca 2 km, se va construi barajul celui de al doilea lac de acumulare — Lacul Tarniţa — care va avea un volum de 70 000 000 m³, o suprafaţă de 270 ha şi o lungime de cca 7 km. Cele două UHE vor avea o putere instalată de 265 mii kW (Fîntînele 220 MW, Tarniţa 45 MW).

În fine, la confluenţa Someşului Cald cu Someşul Rece este construit (1971) lacul de acumulare Gilău. Acumulările totale vor asigura la Cluj un debit minim de circa 10 m³/s, care va fi suficient pentru alimentarea oraşului pînă la circa 600 000 de locuitori.

Someşul Rece drenează prin afluenţii săi partea centrală a Munţilor Gilăului, avîndu-şi obîrşia în apropierea Muntelui Mare (de sub vîrful Runcului — 1 609 m). În zona de izvoare rîul curge tot printr-un relief cu aspect deluros şi are căderi mici, însă prin ferăstruirea părţii sudice a masivului granitic îşi creează o vale prăpăstioasă cu căderi foarte mari, pînă la 125 m/km. După ieşirea din zona granitului, la Răcătău, primeşte din dreapta, pe parcurs, trei mici afluenţi (Irişoara, Dumitreasa şi Pîrîul Negru). Aici se varsă în rîu cel mai mare afluent al său — Răcătăul care a reuşit, de asemenea, să traverseze perpendicular masivul granitic ($S = 106$ km²; $L = 27$ km).

În aval de Răcătău se derivă din Someşul Rece un canal de aducţiune, care duce o parte din debitele rîului spre micul lac de acumulare creat la gura ultimului său afluent din dreapta, Rîşca Mare ($S = 22$ km²;

$L = 11$ km). Lacul cu un volum mic, asigură o regularizare diurnă pentru hidrocentrala Someşul Rece — cu o putere instalată de 1 200 kW.

Someşul Mic, imediat după formarea sa în mica depresiune tectono-erozivă de la Someşul Rece, traversează o bară de roci intruzive care servesc ca fundament pentru barajul de la Gilău.

Primul afluent al său, *Căpuşul*, colectează apele de pe versantul nordic al Munţilor Gilăului, avînd caracterul tipic asimetric al cursurilor submontane ($S = 145$ km^2; $L = 29$ km). De aici şi pînă la Cluj, Someşul Mic primeşte afluenţi numai din dreapta şi anume: Lona sau Feneşul ($S = 105$ km^2; $L = 22$ km) cu izvoarele pe flancul estic al Munţilor Gilăului, care traversează şi regiunea deluroasă monoclinală submontană pînă la vărsare şi pe Valea Gîrbăului ($S = 28$ km^2; $L = 8$ km) cu izvoarele sub Măgura Sălicei. În oraşul Cluj se varsă în Someşul Mic, din dreapta, Becaşul ($S = 44$ km^2; $L = 8$ km), iar din stînga, Nadăşul ($S = 331$ km^2; $L = 33{,}6$ km) un curs de apă care se adaptează subsecvent la tectonica marginală a Munţilor Gilău din care cauză afluenţii din dreapta sînt scurţi sau lipsesc aproape cu totul. Afluenţii din stînga ai Nadăşului, cum sînt: Nădăşelul ($S = 102$ km^2; $L = 16$ km), Somtelecul, Valea Popeştilor etc., pătrund adînc prin izvoarele lor în Podişul Someşan.

În aval de Cluj, Someşul Mic curge prin zona diapirică periferică a Bazinului Transilvaniei formînd limita între Cîmpia Transilvaniei (din dreapta) şi Podişul Someşan (din stînga). Primele izvoare întîlnite de rîu sînt cele care alimentează băile sărate de la Someşeni. Mulţi dintre afluenţii primiţi din dreapta sînt alimentaţi şi de izvoare sărate, ceea ce se reflectă şi în topicul lor; pîrîul Murălori ($S = 14$ km^2), Zăpodia ($S = 43$ km^2; $L = 10$ km), Maraloiu sau Boju ($S = 55$ km^2; $L = 13$ km).

Tectonica complicată de cute marginale şi de domuri se oglindeşte în caracterul întortocheat al restului afluenţilor care vin dinspre Cîmpia Transilvaniei, cum sînt Gădălinul ($S = 298$ km^2; $L = 28$ km) cu numeroase vetre de lacuri desecate, cu lacurile sărate de ocnă prăbuşită (Cojocna), precum şi Fizeşul cu lacurile pe cursul principal şi afluenţi.

Fizeşul ($S = 564$ km^2; $L = 42{,}9$ km) este ca mărime de bazin cel mai mare afluent al Someşului Mic, însă debitele sale mici denotă o scurgere foarte redusă. La aceasta contribuie desigur în primul rînd clima de silvostepă din Cîmpia Transilvaniei, cu precipitaţii în jur de 600 mm şi evapotranspiraţie în jur de 550 mm. Lacurile din lungul Fizeşului, Cătina ($S = 64{,}65$ ha; $W = 0{,}964$ mil. m^3; $h = 3{,}0$ m), Popii I şi Popii II ($S = 47{,}23$ ha; $W = 0{,}604$ mil. m^3; $h = 2{,}8$ m), *Geaca* ($S = 38{,}2$ ha; $W = 0{,}541$ mil. m^3; $h = 2{,}5$ m), Sucutard, Ţaga Mare ($S = 88{,}2$ ha; $W = 1{,}427$ mil. m^3; $h = 3{,}4$ m), Ţaga Mică ($S = 20{,}78$ ha; $W = 0{,}244$ mil. m^3; $h = 2{,}4$ m), şi două lacuri pe afluenţi: Sîntejude pe Valea Coastei ($S = 71{,}05$ ha; $W = 0{,}993$ mil. m^3; $h = 1{,}5$ m) şi Lacul Ştiucii ($S = 68{,}7$ ha; $W = 1{,}88$ mil m^3; $h = 3{,}60$ m) de pe valea Bonţului, au un efect important de regularizare asupra regimului hidrologic, transformînd cursul principal, pînă în aval de Ţaga, într-o salbă de lacuri aşezate în trepte. În afară de aceste lacuri de vale, la Sic se menţine încă şi lacurile ocnelor de sare provenit în parte în urma prăbuşirii primelor exploatări.

Ultimul afluent dinspre Cîmpia Transilvaniei este Valea Bandului (Unguraş), care se varsă în Someşul Mic aproape de Dej ($S = 138$ km^2; $L = 25$ km).

Afluenţii care vin din direcţia Podişului Someşan (Dealurile Clujului) coboară perpendicular spre cursul Someşului Mic. Aceste cursuri — consecvente în majoritate — au sisteme dendritice frumos dezvoltate pe depozitele sarmaţiene şi tortoniene monoclinale, cu intercalaţii de tufuri dacitice, la baza cărora pot fi întîlnite numeroase izvoare de calitate bună şi destul de bogate (Vultureni, Borşa etc.). Şirul acestor afluenţi începe cu Valea Chintenilor care se varsă în Someşul Mic la Cluj ($S = 45$ km²; $L = 12$ km). Pe ea se află un mic lac cu origine de subsidenţă şi anastomozare laterală: Lacul Chinteni. În aval seria afluenţilor continuă cu Valea Caldă ($S = 33$ km²; $L = 12$ km), Feiurdeniul ($S = 57$ km²; $L = 13$ km), Prodaie, Borşa ($S = 27$ km²; $L = 36$ km), Luna ($S = 189$ km²; $L = 35$ km), Lujerdiu ($S = 77$ km²; $L = 23$ km), Măru ($S = 75$ km²; $L = 16$ km), Ormanul ($S = 26$ km²; $L = 8$ km) şi pîraiele mici din aval de Gherla: Buneştiul, Nima, Chiezdul şi Valea Ocnei (pe care se află Ocna Dejului, cu vechi exploatări şi lacuri saline). Cursurile inferioare ale acestor pîraie în aval de Gherla sînt deranjate de tectonica diapirică, iar Valea Lujerdului şi Valea Lunei s-au instalat în lungul unor cute sinclinale.

Someşul, prin unirea Someşului Mare cu Someşul Mic în amonte de Dej, traversează spre NV Podişul Someşan, între dealurile Clujului şi Dealurile Ciceului, primind simetric o serie de afluenţi din ambele părţi.

Dinspre Dealurile Clujului şi Dejului primeşte pe primul său afluent mic Codorul (Salca), care se varsă în Someş tocmai la Dej ($S = 49$ km²; $L = 11$ km), ce joacă un rol important în canalizarea oraşului. Acest pîrîu a contribuit în mare măsură la inundarea Dejului în V—VI 1970. În aval, tot din această parte, se varsă în Someş Olpretul ($S = 139$ km²; $L = 24$ km) a cărei vale a fost martora evenimentelor răscoalei ţărăneşti de la Bobîlna, 1437. Şirul afluenţilor continuă cu caracter radiar în jurul vîrfului Călacea (527 m), prin rîurile Vadu, Simişna ($S = 135$ km²; $L = 21$ km), Iapa, Cormeniş, Lozna, Cristolţel şi Briglez ($S = 110$ km²; $L = 18$ km). Afluenţii care vin din dreapta, dinspre Dealurile Ciceului, sînt şi ei de dimensiuni asemănătoare, Sălătruc ($S = 153$ km²; $L = 22$ km), Poiana ($S = 108$ km²; $L = 13$ km), urmînd apoi afluenţi mai mici dinspre Culmea Prisnelului, cuprinsă de cotul Someşului între Glod şi Jibou.

La Turbuţa se varsă în Someş unul dintre afluenţii importanţi ai acestui sector, *Almaşul* ($S = 810$ km²; $L = 65{,}4$ km), care soseşte de pe versantul estic al Mezeşului, din apropierea Bazinului Huedinului. Unul dintre afluenţii Almaşului — Dorogna — prin eroziune regresivă ameninţă cu captarea cursului Crişului Repede şi nu este imposibil acest fapt deoarece el drenează deja o parte din apele subterane ale depresiunii. Drept indiciu în acest sens ne serveşte compoziţia chimică a apei puternic sulfatată din zona de izvoare a Almaşului, fenomen propriu apelor subterane din Bazinul Huedin. Prin afluenţii săi din dreapta, Almaşul drenează partea vestică a Podişului Someşan (Bozolnic, Sîncraiul Almaşului, Dolu, Ugruţiu, Dragu ($S = 68$ km²; $L = 12$ km) etc. Sistemul s-a adaptat bine la depresiunea tectonico-erozivă a Almaşului — Agrij, care a căpătat un aspect simetric, dendritic. Agrijul curge paralel cu Almaşul şi îşi colectează apele de la poalele Culmii Mezeşului. Ambii afluenţi se află în zona de adăpostire climatică a Mezeşului, distingîndu-se prin precipitaţii şi scurgere redusă. Văile lor, relativ largi, au cădere mică (în jur de 1—5 m/km) în sectoarele

mijlocii şi inferioare. Patul aluvionar larg din luncile lor cantonează mari cantităţi de ape freatice, din care motiv alimentarea subterană a lor este ridicată, atingînd 35—40% din scurgerea totală. Albiile lor înguste dar, adînci ne indică o eroziune liniară destul de accentuată.

Someşul în sectorul Porţii de la Jibou îşi măreşte încă odată panta longitudinală (valori de peste 1,3 m/km), avînd putere mare de eroziune în sectorul dintre prelungirea Mezeşului şi Masivul Preluca. Aici primeşte din stînga încă un pîrîiaş — Apa Sărată ($S = 65$ km²; $L = 13$ km), iar dinspre Dealurile Zalăului încă o serie de cursuri mici (Inău, Urdii, Horoat, Uileac) şi Sălajul ($S = 465$ km²; $L = 39$ km), cu scurgere mai bogată, adaptate la marele sinclinal, în care curge în aval şi Someşul pînă la confluenţa celui mai mare afluent al său — Lăpuşul.

Lăpuşul ($S = 1\,820$ km²; $L = 114,6$ km) este colectorul aproape unic al versanţilor sudici ai Munţilor vulcanici Gutîi-Ţibleş şi ai Munţilor Lăpuşului, alcătuiţi mai ales din sedimentar eocen, oligocen, acvitanian. Cursul lui este un adevărat colector submontan, cu o puternică asimetrie din dreapta, mai ales dacă izvorul sistemului s-ar considera cel al Suciului.

Ca obîrşie a Lăpuşului se consideră pîrîiaşul care soseşte de sub vîrful Văratecului (1356 m). În Depresiunea Băiuţului în care pătrunde cu pante longitudinale mari (10—15 m/km), se linişteşte parţial şi primeşte doi afluenţi mici dar care au valoare economică însemnată: Strîmbu Băiuţi din dreapta ($S = 31$ km²; $L = 8$ km) şi Botizul din stînga ($S = 30$ km²; $L = 12$ km). Debitele lor precum şi ale Lăpuşului (numit local Valea Luncii) sînt suficiente pentru acoperirea necesităţilor de apă pentru extracţiile şi prelucrările miniere sulfo-auro-argintifere. Folosinţele industriale îşi lasă însă amprenta în calitatea apelor Lăpuşului, care sînt poluate pînă în aval de Tg. Lăpuş. Apele reziduale miniere şi de flotaţie pe lîngă cantităţile însemnate de suspensii conţin resturi de plumb, zinc, fenoli, sulfaţi şi cianuri, dar afluenţii săi cu scurgere bogată produc diluţii. Dintre aceştia se înşiră în stînga Roia ($S = 45$ km²; $L = 16$ km), Iedera şi Suciul ($S = 247$ km²; $L = 35$ km) care drenează versantul vestic al Ţibleşului prin intermediul pîraielor Ţibleş-Brad. Restul afluenţilor din stînga vin dinspre Culmea Breaza (975 m) ca: Rohia ($S = 71$ km²; $L = 16$ km) şi Valea Mare ($S = 24$ km²; $L = 8$ km) şi dinspre podişul calcaros al Boiului: Gîdelul ($S = 17$ km²; $L = 7$ km), Boiu ($S = 24$ km²; $L = 8$ km) şi Prislopul ($S = 16$ km²; $L = 5$ km).

După cum se poate observa din cele expuse, afluenţii din stînga ai Lăpuşului, mai ales în aval de Suciu, nu aduc debite însemnate. Cei din dreapta îşi au în schimb bazinele hidrografice desfăşurate spre vest-sud-vest, colectoarele lor sînt mari şi variate şi în majoritate au căderi mari, deci oferă condiţii optime pentru folosinţe hidroenergetice. Cele trei compartimente de depresiuni, Lăpuş, Copalnic şi Baia Mare sînt umplute cu depozite piemontane pliocen-cuaternare, care conţin rezerve importante de ape freatice. Afluenţii din dreapta le traversează, avînd alimentare subterană bogată din ele, mai ales în porţiunile lor inferioare, formînd în fundul depresiunilor chiar cîmpuri de divagare şi cursuri cu mobilitate ridicată. Diferite faze în formarea piemonturilor, după cum arată Gr. Posea, au dus la modificări de cursuri, mai ales în cazul Suciului, Lăpuşului, Libotinului şi Dobricului (198). Aceştia din urmă îşi au originea sub eruptivul Şatrei (1 041 m) care este un adevărat nod hidrografic cu piemonturi centrifuge larg dezvol-

tate. Nu au dimensiuni mari (Libotinul $S = 68$ km^2; $L = 16$ km şi Dobricul $S = 87$ km^2; $L = 16$ km), dar au o scurgere subterană bogată.

În aval de Tg. Lăpuş, rîul începe să ocolească masivul cristalin al Prelucăi (vf. Florii 811 m) formînd un sector de chei lung de 30 km, cu pante pînă la 3—4 m/km, cu cataracte şi meandre încătuşate, din care scapă abia după confluenţa cu Cavnicul ($S = 262$ km^2; $L = 34,8$ km), care-i aduce un debit de 3,8 m^3/s.

Cavnicul îşi culege izvoarele de sub poalele estice ale Gutîiului (1445 m) şi pasul Neteda, fiind colectorul principal al Depresiunii Copalnic. După observaţiile lui Gr. Posea (198), profilul longitudinal al Cavnicului nu este încă echilibrat, prezentînd o serie de rupturi de pantă la unele niveluri vechi de eroziune (900 m, 700 m, 500 m). Cei doi afluenţi ai săi, Bloaia ($S = 95$ km^2; $L = 25$ km) şi Berinţa ($S = 32$ km^2; $L = 11$ km) îşi sculptează văile în platforma structurală sedimentară miocen-oligocenă.

Cavnicul la obîrşie primeşte o alimentare subterană bogată, mai ales din izvoare, iar apele sale sînt folosite din plin pentru exploatările miniere şi de flotaţie care le impurifică puternic. În aval de Cavnic, Lăpuşul rămîne un rîu poluat pînă la vărsare, elementele dominante de impurificare fiind aceleaşi ca şi în cazul cursului superior.

În aval de chei, cursul Lăpuşului se îndreaptă tot mai mult spre vest, primind încă două cursuri mai neînsemnate din dreapta (Chechişul sau Cia originară din Piemontul Negrei $S = 104$ km^2; $L = 18$ km; şi Craica), după care primeşte pe cel mai mare afluent: Săsarul.

Săsarul ($S = 317$ km^2; $L = 29$ km) este afluentul cu cea mai intensă utilizare din bazinul Someşului. Acest pîrîu cu un debit mediu de 5,8 m^3/s, care îşi are originea pe versantul vestic al Gutîiului, cu precipitaţii şi scurgere foarte bogată, traversează o serie de centre miniere sau de prelucrări de minereu (Baia Sprie, Baia Mare) fiind poluat foarte puternic. Apele afluentului său Firiza ($S = 169$ km^2; $L = 26$ km), sînt folosite la întreprinderile miniere de la Ferneziu şi este exploatat şi din punct de vedere hidroenergetic. În acest scop a luat naştere lacul de acumulare de la Strîmtori, construit între anii 1961 şi 1963, cu un volum de 17 600 000 m^3 apă şi o suprafaţă de 110 ha. Coronamentul barajului are o lungime de 165 m şi o înălţime de 52 m, iar U.H.E. — Strîmtori are o putere instalată de 4 000 kW. În aval, apele lacului sînt folosite şi de către hidrocentrala Baia Mare precum şi pentru alimentare cu apă potabilă şi industrială a regiunii miniere Baia Mare. Cu rol de tampon, în aval de barajul de la Strîmtori s-a mai înfiinţat micul lac Berdu, cu un volum brut de 143 000 m^3 şi cu un baraj de 14,5 m înălţime. De fapt din acest lac porneşte conducta de aducţiune spre U.H.E. II şi spre Baia Mare. Înainte de intrarea în funcţiune a acestui sistem, au mai fost create unele lacuri mici de acumulare, cum sînt Mogoşa Mică şi Mogoşa Mare pentru Baia Sprie (Lacul Bodi) care însă au fost desfiinţate. Un alt lac localizat lîngă Baia Mare şi anume Lacul Albastru, a fost transformat în ştrand.

În fine, ultimul afluent din dreapta al Lăpuşului, Băiţa, îşi culege apele de sub vîrful Pietroasa (1201 m); traversînd frumoasa depresiune strucurală cu acelaşi nume ($S = 77$ km^2; $L = 24$ km), bazinul său se desfăşoară aproape exclusiv în zona eruptivă însă apele sale sînt conduse în bună parte direct spre Someş, în aval de confluenţa cu Lăpuşul.

TABELUL 47

Elementele morfometrice ale rîurilor din bazinul Someş

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				Skm² am/av.	Hmed am./av.	Hmed am./av.
1	2	3	4	5	6	7
Someşul Mare	Izvor	0	1 558	—	—	—
	Ph. Rodna	24,6	506	288	1 127	428
	Confl. Anieş	28,8	492	305	1 102	414
				444	1 126	413
Anieş	Izvor	0	2 162	—	—	—
Anieş	Ph. Anieş	18	512	132,3	1 200	439
Anieş	Confl. Someşul Mare	20,1	452	139	1 180	418
Cormaia	Izvor	0	1 800	—	—	—
	Sîngeorz Băi	20,0	455	100	1 041	406
	Confl. Someşul Mare	21,9	450	103	1 040	395
Someşul Mare	Confl. Ilva	44,4	415	620	1 062	386
				1 030	977	346
Ilva	Izvor	0	1 769	—	—	—
	Ph. Poiana Ilvei	32,2	474	221,0	869	296
	Confl. cu Someşul Mare	41,7	415	410	1 182	286
Someşul Mare	Ph. Nepos	53,8	359,0	1 148	935	339
	Confl. Rebra	59,9	338	1 182	918	333
				1 385	906	323
Rebra	Izvor	0	1 984,0	—	—	—
	Ph. Rebrişoara	42,8	340	202,0	975	263
	Confl. Someşul Mare	43,2	338,0	203,0	974	263
Someşul Mare	Confl. Sălăuţa	71,3	295,0	1 502	884	312
				1 918	880	309
Sălăuţa	Izvor	0	958	—	—	—
	Ph. Salva	40,1	315	515,0	817	298
	Confl. Someşul Mare	41,1	295	417	817	298
Someşul Mare	Ph. Nimigea de Jos	74,6	286	1 982	875	305
	Confl. Şieu	90,2	267	2 217	837	298
				4 052	732	229
Şieul	Izvor	0	982,0	—	—	—
	Confl. Budacu	31,8	320	176	573	103
				421	647	139
	Confl. Bistriţa	34,6	316	426	647	137
				1 088	126	186
Bistriţa	Izvor	0	1 562	—	—	—
Bistriţa	Ph. Bistriţa Bîrgăului	24,6	577	207	1 058	342
	Ph. Bistriţa	54,0	351	614	827	225
	Confl. Şieu	65,4	316	662	795	217
Şieul	Ph. Sărăţel	34,8	312	1 088	726	186
	Confl. Dipşa	49,2	279,0	1 153	745	180
				1 612	633	168
Dipşa	Izvor	0	428	—	—	—
	Confl. Simnic	27,0	301	255	448	132
				416	432	141
	Ph. Chiraleş	35,5	289	441,0	425	139
	Confl. Şieu	37	279	459	424	138
Şieul	Ph. Şintereag	63,1	268	1 809,0	607	158
	Confl. Someşul Mare	70,1	267	1 834	600	156

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin: Skm² am./av.	Bazin: Hmed am./av.	Bazin: Hmed am./av.
1	2	3	4	5	6	7
Someşul Mare	Confl. cu Meleş	95	254	4 065	730	228
				4 370	711	262
	Ph. Beclean	95,6	252,5	4 371	710	222
Ilişua	Izvor	0	870	—	—	—
	Ph. Cristeştii-Ciceului	44,8	240	352	528	251
	Confl. Someşul Mare	46,5	235	354	526	250
Someşul Mare	Confl. Ilişua	103,4	235,0	4 409	704	221
				4 763	694	223
	Confl. Someşul Mic	119,6	236	5 034	680	222
				8 838	649	189
Someşul Cald	Izvor	0	1 385	—	—	—
Someşul Cald	Confl. Beliş	31,2	933	211	1 213	200
				326	1 219	219
Beliş	Izvor	0	1 265	—	—	—
	Ph. Beliş (Bălceşti)	21,4	940	114	1 241	255
	Confl. Someşul Cald	21,9	939	115	1 241	255
Someşul Cald	Ph. Beliş	31,5	930	310	1 225	217
Someşul Cald	Ph. Someşul Cald	63,1	424	491	1 116	257
	Confl. Someşul Rece	66,5	428	526	1 096	255
				860	1 125	259
Someşul Rece	Izvor	0	1 639	—	—	—
	Confl. Răcătău	30,0	650,0	153	1 339	235
				259	1 320	236
	Ph. Someşul Rece (Italieni)	38	559	294,0	1 224	246
	Ph. Someşul Rece	42,8	429,9	337,0	1 200	270
	Confl. Someşul Cald	45,6	428	331	1 199	269
Someşul Mic	Confl. Căpuşul	70,2	393	863	1 116	256
				1 008	1 131	238
	Confl. Luna (Feneş)	77,7	368	1 030	1 116	234
				1 175	1 115	229
	Ph. Cluj	84,0	348	1 192	971	225
	Confl. Nadăş	89,7	331	1 211	936	223
				1 571	907	185
Nadăşul	Izvor	0	668,0	—	—	—
	Ph. Mera	21,3	375,8	265	512	138
	Confl. Someşul Mic	33,6	331,0	360	508	149
Someşul Mic	Ph. Apahida	107,7	298,5	1 834	803	172
	Confl. Borşa	123	275	1 971	718	168
				2 243	731	164
Borşa	Izvor	0	487	—	—	—
	Ph. Borşa	28,6	302	186	460	142
	Confl. Someşul Mic	44,0	275	272	376	135
Someşul Mic	Confl. P. Lunei	129,6	266	2 538	698	158
				2 723	685	155
	Confl. Fizeş	148,5	250	2 929	662	154
				3 543	617	153
Fizeşul	Izvor	0	400	—	—	—
	Ph. Fizeşul Gherlei	31,8	273	439	405	157
	Confl. Someşul Mic	42,9	261	564	387	144
Someşul Mic	Confl. Someşul Mare	166,2	236	3 804	597	144

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				Skm² am./av.	Hmed am./av.	Hmed am./av.
1	2	3	4	5	6	7
Someșul	Ph. Dej	120,2	224	8 845	645	189
	Ph. Ciocmani	194,0	190,0	9 965	619	185
	Confl. Almaș	201,8	187	10 169	613	185
				10 979	597	185
Almașul	Izvor	0	640,0	—	—	—
	Ph. Hida	42,3	243	552	420	164
	Confl. Someș	65,4	187,0	810,5	380	160
Someșul	Confl. Agriș	206,6	184,0	10 988	597	183
				11 372	583	181
Agrișul	Izvor	0	600	—	—	—
	Ph. Prodănești	43,3	198	374	385	122
Someșul	Ph. Jibou	209	182	11 452	582	181
	Ph. Ulmeni	239,3	170	11 752	580	178
	Confl. Sălaj	247,1	159	11 843	579	177
				12 308	563	177
Sălajul	Izvor	0	360	—	—	—
	Ph. Sălsig	37,8	160	457	231	78
	Confl. Someș	39,6	159	465	230	77
Sălajul	Confl. Lăpuș	270,5	145	12 694	555	171
				14 515	553	174
Lăpușul	Izvor	0	1 200	—	—	—
	Ph. Rogoz	30,4	339,0	290	668	245
	Confl. Suciu	32,7	338	297	658	240
				544	681	242
	Ph. Răzoare	42	316	747	622	218
	Confl. Cavnic	76,5	197,0	976	589	226
				1 238	578	215
Cavnicul	Izvor	0	1 145	—	—	—
	Ph. Copalnic	29,5	235,5	248	566	178
	Confl. Lăpuș	34,8	197	262	555	177
Lăpușul	Ph. Remetea Chioarului	78,3	190	124	571	215
	Ph. Lăpușel	106,6	155,5	1 487	517	199
Lăpușul	Confl. Săsar	106,8	155,0	1 487	516	199
				1 804	531	200
	Confl. Someș	114,6	145,0	1 820	542	198
Someșul	Ph. Satu Mare	329,9	118,0	15 155	540	171
	Frontiera R.P.U.	345	112	15 217	536	170
Homorodul	Izvor	0	280	—	—	—
	Frontiera R.P.U.	58,8	112	501	126	15
Crasna	Izvor	0	565	—	—	—
	Ph. Șimleul Silvaniei	42,4	201	391	372	99
	Ph. Supurul de Jos	83,7	145	921	310	97
	Ph. Moftimul Mic	121,8	113,5	1 646	268	81
	Frontiera R.P.U.	140,4	110	1 926	251	71

În aval de primirea Lăpușului, Someșul intră în Cîmpia de Vest, unde curge în zona marelui con de dejecție format de el însuși. Numeroasele cursuri mici din aval de Seini conturează destul de clar structura și extensiunea conului, care are căderi atît spre nord, spre bazinul Turului, cît și spre sud, spre bazinele Crasna-Eriu. Cursurile Egherului, Racta,

Turul, în aval de Turulung, Egherul Mare şi Şarul pot fi considerate ca nişte cursuri parazitare de pe flancul nordic al conului de dejecţie al Someşului. Mişcările de subsidenţă din zona mlaştinii Ecedei şi culoarului Ieriu au contribuit la abaterea spre sud a cursului Someşului care după primirea Crasnei din stînga, curgea pe valea Ierului. Albia actuală a Someşului, după A. Bogdan, s-a stabilit pe la începutul subborealului (faza fagului). Cursurile Homoroadelor, la sud de cursul actual ne indică o divagare puternică în direcţia lor, în aval de Lipău, fiind posibilă şi existenţa unor pierderi pe cale subterană din Someş spre Homorodul Balcaia (Canaliş), iar după Z. Benedek, în trecut, se poate presupune chiar şi difluenţe superficiale spre sud. Someşul avea un curs foarte instabil chiar şi în secolul trecut, înainte de îndiguirea sectorului inferior, deci procesele care au avut loc trebuie să fie foarte recente. În prezent pe acest traseu se prevede construirea canalului magistral de descongestionare a Someşului spre Ier, care va servi şi irigaţiile din cîmpie.

La inundarea cîmpiei din jurul Satului Mare au contribuit în mare măsură şi pîraiele care aparţin de sistemul Homorodului, organizate din direcţia Făgetului. În scopul de apărare contra inundaţiilor şi de drenare a apelor subterane foarte apropiate de suprafaţă a fost creat în 1896 Canalul colector al Homoroadelor care-şi varsă apele mari în Someş, la Satu Mare. În mod normal însă apele lor sînt colectate de către sistemul propriu al Homorodului care în aval de localitatea Livada se continuă prin Canalul Keleti, care se îndreaptă spre R.P. Ungară, unde revine în Someş ($S =$ $= 605$ km^2; $L = 55$ km).

Un fost afluent al Someşului care în prezent se varsă în Tisa, pe teritoriul R. P. Ungare, este *Crasna* ($S = 2\,120$ km^2; $L = 121$ km). Rîul îşi are obîrşia la capătul sudic al Depresiunii Silvaniei, la contactul dintre Munţii Mezeşului şi Plopişului, de sub vîrful Măgurii Priei (997 m). După cercetările lui R. Ficheux şi Al. Savu prin şeaua Osteana, aflată între cele două masive, Crişul Repede, sau mai exact Sebeşul şi Drăganul, se scurgea spre bazinul actual al Crasnei.

Pantele mari ale rîului în zona de izvoare (10—30 m/km) scad pînă la 10—50 cm/km în sectorul său de cîmpie, unde în aval de Moftinul Mic contribuie în mod esenţial la formarea mlaştinilor eutrofe ale Ecedei, pantele apropiindu-se de zero. Cursul său este aproape rectiliniu începînd de la mica subdepresiune a Ostenei, însă pe parcurs este nevoit să facă o buclă mare în jurul măgurii cristaline a Şimleului (597 m). De altfel, pînă la Supurul de Jos, între dealurile Sălajului curge în formaţiuni relativ noi, cu structură piemontană de vîrstă pliocen-cuaternară. Valea sa adîncă pînă aproape de cîmpie creează condiţii favorabile pentru drenajul adînc al apelor freatice. La ieşirea sa în cîmpie formează un mare con de dejecţie, care a participat la colmatarea zonei de subsidenţă a Ecedei. Este de remarcat că rîul Crasna a alimentat din abundenţă mlaştinile Ecedei, iar în timpul apelor mari unele cantităţi de apă au pătruns între Aciş şi Mihăieni chiar şi spre depresiunea Ierului. După cum subliniază Z. Benedek acest proces a continuat pînă la desecarea mlaştinilor Ecedei şi regularizarea, indiguirea cursului inferior al Crasnei. În anul 1940, de exemplu, prin ruperea digurilor, apele Crasnei au inundat depresiunea Ierului, localnicii din satele respective fiind nevoiţi să circule numai cu bărci. În prezent repartizarea debitelor între cele două sisteme se face prin canalul de la Aciş (v. fig. 103).

De altfel, Crasna deşi are un bazin mare de recepţie are un debit mediu relativ redus din cauza scurgerii scăzute ($Q_0 = 4{,}5$ m³/s ; $Y = 70$ mm/an), iar debitele minime sînt insuficiente pentru necesităţile de alimentare a irigaţiilor. Tocmai din acest motiv pentru viitor sînt prevăzute acumulări în bazin cu un volum de 30 000 000 m³, prin care suprafaţa irigabilă poate creşte cu circa 700 ha (de la 700 la 1 400 ha). Totodată pentru apărări contra inundaţiilor în bazin vor fi asanate circa 4 000 ha.

Afluenţii Crasnei se organizează dendritic, dar cu o asimetrie destul de accentuată spre dreapta, mai ales în aval de confluenţa cu Zalăul ($S = 274$ km² ; $L = 37$ km), care-şi întinde sistemul de afluenţi tot spre versantul vestic al Mezeşului.

Afluenţii din stînga sînt mai dezvoltaţi în depresiunea Crasnei, în golful Silvaniei : Valea Banului ($S = 57$ km² ; $L = 14$ km), Marin, Mortăuţa ($S = 54$ km² ; $L = 13$ km), urmaţi de o serie de pîraie mici dinspre Colinele Toglaciului cum sînt: Plasei, Bicu, Cumpenei, Vida, Mălădia, Carastelec, Somoşia, Zănicel şi Şoldubiţa. Din dreapta pînă la vărsarea Zalăului se evidenţiază pîraiele Boului, Pria, Poniţa ($S = 50$ km² ; $L = 12$ km), Seredeanca, Catrici, Coliţca. Zalăul ($S = 274$ km² ; $L = 37$ km) şi afluenţii din aval, din dreapta, au dimensiuni relativ mari : Corundul sau Maja ($S = 243$ km² ; $L = 29$ km), Cerna ($S = 115$ km² ; $L = 19$ km), Băii ($S = 26$ km² ; $L = 12$ km) şi Maria (Chirişa) ($S = 170$ km² ; $L = 31$ km).

În fine, cîteva cuvinte despre *Mlaştina Ecedei*, respectiv, în prezent, *Cîmpia Ecedei*. Depresiunea Crasnei inferioare este o zonă redusă, de subsidenţă locală, cu o suprafaţă de 432 km², în care încă de la sfîrşitul ultimei glaciaţiuni a început formarea unei mlaştini eutrofe extinse (cca. 290 km²). În partea sudică a zonei supraumezite se poate vedea urmele colmatării fluviatile a Crasnei, conul său de dejecţie ; în partea nordică o extensiune mare a avut încă în secolul trecut lacul, acoperit tot mai mult cu o pătură de turbă în partea inferioară şi cu plaur în partea superioară (191).

Mlaştina Ecedei a fost asanată între anii 1895—1898, fiind abătute din vechea lor albie Crasna, Homorodul şi Bălcanul (Bălcaia). Apele mlaştinii au fost scurse spre Someşul inferior, care a fost îndiguit pe stînga pentru a nu inunda fosta mlaştină prin intermediul reţelei secundare de pe conul său de dejecţie. Pentru drenarea apelor interne ale mlaştinii s-au tăiat 4 canale principale şi o reţea de canale secundare de drenaj a căror lungime, în total, a ajuns la 260 km. Graţie acestor ameliorări mlaştina Ecedei s-a transformat într-o cîmpie roditoare, punîndu-se la dispoziţia agriculturii 34 000 ha. Din acestea cca 9 200 ha se află pe teritoriul ţării noastre şi restul pe teritoriul R.P. Ungare (191).

Canalul principal al sistemului este cel al Crasnei inferioare, care a fost condus în Tisa cu cîţiva kilometri în aval de vărsarea Someşului. Paralel cu Canalul Crasna, spre NV, au fost tăiate canalul Central sau nr. 2 şi Canalul Estic sau nr. 3. În ele au fost conectate Homorodul şi Balcaia. În prezent lucrările de desecare continuă cu un nou canal de dimensiuni mari: Canalul Livada-Frontieră-Berveni, cu rol de colectare care deserveşte 19 880 ha. El va lega, paralel cu linia graniţei, cele trei canale în direcţie transversală cu o capacitate de transport de 17,1 m³/s pe 8 tronsoane de colectare a apelor din sistemele de desecare. Prin sisteme de îndiguiri, prin staţiile de pompare de la Moftinul Mic şi Berveni rezervele de apă inutile din sistem sînt îndepărtate cu precădere spre Crasna, curs bine întreţinut.

Astfel, se ajunge la scopul final de asigurare a unui regim hidrologic optim pentru culturile acestor teritorii foarte roditoare.

În bazinul Someş-Crasna au funcţionat în total 79 de posturi hidrometrice, din care în prezent au rămas 51 (39 sînt în 1965 de bază şi 12 anexe, cu observaţii de nivel). Valorile normei scurgerii s-au putut determina la 27 de posturi. Acestea pot fi urmărite în tabelul nr. 48 şi fig. 99.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic. În bazinul Someşului bilanţul hidrologic prezintă contraste destul de însemnate. Zonele cu circuitul cel mai intens al apei sînt localizate pe versanţii carpatici expuşi spre V-SV, adică în bazinul Lăpuşului (Băiţa, Săsar, Cavnic etc.), unde precipitaţiile sînt abundente, peste 1 000 mm/an, iar la altitudini mici, sub 1 000 m. În aria golfului reliefal al Săsarului, în jurul Băii Mari, se formează o scurgere medie anuală de 400—500 mm şi se evaporă în medie în jur de 600 mm/an. La altitudini puţin mai mari ($H_{med} = 737$ m) pe Firiza la Ferneziu media precipitaţiilor pe bazin se ridică deja la 1 390 mm, din care se scurge 903 mm, şi evapo-transpiraţia scade la valori sub 500 mm. Gradienţii scurgerii ajung aici la 100—110 mm la 100 m altitudine.

În bazinul Someşului Mare circuitul apei se moderează. Valorile frecvente de 1 300—1 400 mm precipitaţii din bazinele Lăpuş-Săpînţa la altitudini sub 1 000 m, în bazinul Someşului Mare pot fi identificate numai în zonele alpine ale Munţilor Rodnei şi mai puţin sigur în Munţii Călimani. La aceste altitudini însă evapo-transpiraţia este redusă, sub 300 mm/an, din care motiv scurgerea medie ajunge la valori de peste 1 000 mm/an. Menţionăm, că la aceeaşi altitudine scăderea valorilor de precipitaţii dinspre Munţii Lăpuşului spre Călimani este un fenomen constant şi desigur, cu aceasta, legea devine valabilă şi pentru scurgerea medie.

În bazinul Someşului Mic se manifestă clar, aproape în tot timpul anului, efectul de descendenţă a maselor de aer provenite din circulaţia vest-sud-vestică. Prin urmare circuitul apei se încetinează şi mai mult : precipitaţiile scad la valori de 1 000—1 100 mm chiar şi la altitudini de peste 1 300 m şi cu aceasta valorile scurgerii medii rămîn sub 700 mm. Evapo-transpiraţia este în schimb mai ridicată în Munţii Gilăului decît pe versanţii expuşi spre bazinul Crişurilor (socotită la aceeaşi altitudine), variind în jur de 400—500 mm. Gradienţii tuturor componenţilor bilanţului hidrologic sînt mici.

Scăderea scurgerii medii se observă, mai ales, în regiunile de podiş unde în bilanţul hidrologic domină net precipitaţiile (550—650 mm) şi evapo-transpiraţia (500—550 mm/an). Scurgerea medie în Cîmpia Transilvaniei este în jur de 30—70 mm, iar în Dealurile Năsăudului se ridică pînă la 150—200 mm. Valori mai reduse se observă în vestul Piemontului Barcăului-Şimleului şi Sălajului, unde în condiţiile altitudinilor mai mici creşte vertiginos evapo-transpiraţia.

Merită să subliniem încă o lege interesantă a bilanţului hidrologic care şi ea este legată de configuraţia reliefului, respectiv a raportului lui cu circulaţia atmosferică. Văile din nordul Podişului Transilvaniei care au direcţie N-S sau S-N sînt predispuse la o oarecare protecţie climatică, ceea ce

TABELUL 48

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor din bazinul Someşului (1950–1967)

Rîul	Post hidrometric	S baz. (km^2)	H med (m)	Q_0 (m^3/S)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Someşul Mare	Rodna Veche	288	1 127	5,00	1 003	546	457	172
Anieş	Anieş	132	1 200	3,04	1 160	726	444	230
Ilva	Poiana Ilvei	221	869	3,02	935	430	505	122
Someşul Mare	Nepos	1 148	935	16,0	940	439	501	127
Rebra	Rebrişoara	202	975	3,94	1 080	586	494	173
Bistriţa	Bistriţa	614	827	7,22	885	371	514	108
Dipşa	Chiraleş	441	425	1,27	663	91	552	25
Şieu	Şintereag	1 809	607	13,4	758	233	525	69
Meieş	Rusu de Jos	279	416	0,78	655	88	567	20
Someşul Mare	Beclean	4 371	710	44,0	833	317	516	88
Ilişua	Cristeştii Ciceului	352	528	3,28	820	294	526	85
Beliş	Beliş	115	1 240	2,32	1 075	635	440	197
Someşul Cald	Beliş	310	1 225	6,22	1 065	632	433	198
Someşul Cald	Someşul Cald	491	1 116	7,74	986	497	489	158
Răcătău	Răcătău	105	1 279	1,77	945	532	413	170
Someşul Rece	Someşul Rece (uz)	294	1 224	4,54	963	488	475	155
Someşul Mic	Cluj	1 193	971	13,4	882	354	528	113
Nadăş	Mera	265	512	0,88	665	105	560	25
Someşul Mic	Apahida	1 834	803	16,6	818	285	533	88
Borşa	Borşa	186	460	0,56	650	95	555	25
Fizeş	Fizeşul Gherlei	440	405	1,10	649	79	570	23
Someş	Dej	8 845	645	68,6	777	245	532	78
Almaş	Hida	552	420	1,60	645	91	554	31
Someş	Ulmeni	11 752	580	80,3	761	216	545	69
Sălaj	Sălsig	458	231	2,27	708	156	552	45
Suciu	Suciu de Jos	193	742	3,11	1 010	508	502	142
Lăpuş	Răzoare	747	622	10,1	948	424	524	114
Cavnic	Copalnic	248	566	3,87	1 015	490	525	158
Lăpuş	Remetea Chioarului	1 241	571	18,0	968	452	516	131
Firiza	Ferneziu	131	737	3,74	1 389	903	486	255
Someş	Satu Mare	15 155	540	1,4	781	237	544	74
Crasna	Supurul de Jos	921	310	2,87	670	98	572	23
Crasna	Moftinul Mic	1 647	268	4,56	640	87	553	21

determina scăderea cantităţilor de precipitaţii şi scurgere în văi şi mai ales pe versanţii expuşi spre est (de ex. văile Almaş, Agrij, Borşa, Luna, Gădălin, Fizeş, Meleş, Dipşei etc.).

Regimul hidrologic al rîurilor reflectă şi el legile de continentalism a climei dinspre Oaş spre Bîrgaie-Călimani-Harghita. Contrastul este chiar izbitor, dacă analizăm ponderea scurgerii medii a iernii. În partea nordică şi nord-vestică a Transilvaniei încălzirile frecvente, inversiunile termice de iarnă, ocluziunile de mase de aer de origine subtropicală din ianuarie şi februarie, moderează în mod esenţial clima, ducînd chiar la ivirile ,,conclavelor" în vegetaţie, cum sînt pădurile de castani de la Baia Mare. Instabilitatea ierni, topirea repetată a păturii de zăpadă la nivelul podişului Sălajului şi chiar spre sud-est, spre valea Dipşei, duce la formarea *tipului pericarpatic vestic* de regim hidrologic, în cazul căruia scurgerea medie din timpul iernii depăşeşte 30% (v. tabelul 49). La est de aria acestui tip de regim, în munţi, apare *tipul carpatic vestic* cu viituri iarna din topirea zăpezii, cu ape mari de primăvară frecvente dar de scurtă durată, vehemente, însoţite deseori de ploi, cu viituri izolate vara. Aceste tipuri de regim apar în mod clasic în Oaş—Gutîi—Ţibleş—Munţii Lăpuşului, între altitudinile de 800—1 300 m, şi în bazinele Tur, Crasna, Lăpuş, Sălaj, la nivele joase. Privit în ansamblu, chiar şi regimul din bazinul Someşului Mare denotă o serie de caracteristice înrudite cu tipul carpatic vestic, dar trebuie să-l considerăm totuşi ca o arie de tranzit spre *tipul carpatic transilvan* propriu-zis, care se distinge prin scurgere de iarnă mult mai redusă şi cu scurgere medie de vară mai ridicată, ce depăşeşte 20%. În acest sens merită să subliniem că din cauza rezervelor de zăpadă mai reduse din Munţii Gilăului (arie de descendenţă a maselor de aer oceanice) şi a ploilor de vară convective în bazinul Someşului Rece (de altfel şi a Ierii) ponderea scurgerii de vară creşte la valori de peste 25% şi se aseamănă cumva cu varianta tipului de regim carpatic oriental moldav.

În fine, în Podişul Someşan şi în Cîmpia Transilvaniei domină tipul de regim hidrologic *pericarpatic transilvan* cu ape mari de primăvară, cu frecvenţă aproape anuală (85—90%) şi cu viituri de vară.

Scurgerea şi debitele maxime. În bazinul Someşului mai ales în timpul primăverii şi verii, în cazul tipului de regim vestic (carpatic şi pericarpatic) se pare că debitele record se formează din topirea zăpezilor asociate cu ploi. Este greu să stabilim limita între viiturile provenite numai din ploi şi cele alimentate din zăpezi şi din ploi, avînd în vedere că topirea zăpezilor în Munţii Rodnei şi Călimani durează şi în mai şi uneori chiar şi în iunie. Mai mult, există situaţiile de regenerare temporară a zăpezii la altitudini mari, cînd în zonele inferioare plouă din abundenţă şi se formează viituri pur pluviale. În orice caz, viiturile cele mai nimicitoare, catastrofale, din 1888, 1932, 1970 s-au format în lunile de primăvară, la începutul verii pe Someş, iar pe rîurile de podiş — iarna (de ex. Crasna la 10 febr. 1966 = = 314 m^3/s) sau la începutul verii (mai-iulie).

Viitura care a dat naştere la debite maxime cu o frecvenţă de cca 1,0—0,5% produs între 12—15 mai 1970 se poate considera clasică din punct de vedere hidrologic. S-a format în perioada de descendenţă a activităţii solare după maxima multiseculară înregistrată în anul 1957, chiar după culminarea primului ciclu de 11 ani, tot în fază de descendenţă ; se observă

TABELUL 49

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele Someş-Crasna (1950–1967) (282)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Iarna	Primăvara	Vara	Toamna	Tip de regim
Someşul Mare	Rodna Veche	4,30	6,90	9,88	20,3	15,3	9,60	7,48	6,11	3,92	4,48	5,36	6,37	17,6	45,5	23,2	13,7	CT
Anieş	Anieş	4,46	6,00	8,25	17,8	17,0	10,6	8,03	6,71	4,44	4,77	5,67	6,27	16,7	43,1	25,3	14,9	CT
Someşul Mare	Nepos	5,07	8,52	12,1	20,1	13,8	9,16	6,70	5,32	3,25	3,84	5,19	6,95	20,5	46,0	21,2	12,3	CT
Rebra	Rebrişoara	5,00	8,55	10,9	17,0	14,3	9,79	8,08	6,07	3,82	4,48	5,32	6,69	20,3	42,2	23,9	13,6	CT
Bistriţa	Bistriţa	5,75	9,92	13,6	17,1	10,4	9,50	7,60	5,62	3,12	4,00	5,27	8,12	23,8	41,1	22,7	12,4	CT
Dipşa	Chiraleş	6,26	17,2	22,7	16,2	8,50	5,73	6,06	3,26	0,93	1,66	4,12	6,50	30,0	47,4	15,9	6,70	PcT
Şieu	Şintereag	6,08	11,2	15,4	17,3	10,5	8,62	6,89	5,09	2,50	3,31	4,93	8,18	25,5	43,2	20,6	10,7	PcT
Someşul Mare	Beclean	5,75	10,4	14,8	18,2	11,8	8,70	6,76	5,02	2,77	3,32	5,01	7,47	23,6	44,8	20,5	11,1	CT
Ilişua	Cristeştii Ciceului	7,30	15,2	20,3	15,0	7,15	7,25	5,17	3,52	2,11	2,63	5,17	9,20	31,7	42,5	15,9	9,90	CT+PcV
Beliş	Beliş	5,22	5,84	9,13	18,7	15,4	10,2	8,20	5,30	4,00	4,25	5,22	7,00	18,1	43,2	25,2	13,5	CT
Someşul Cald	Beliş	4,62	5,25	7,75	21,7	17,7	10,7	8,90	6,08	3,64	4,07	4,75	6,32	16,7	47,1	24,2	12,5	CT
Someşul Cald	Someşul Cald	4,50	5,58	8,48	20,5	17,6	11,3	8,42	5,65	3,48	3,85	4,52	6,12	16,2	46,6	25,4	11,8	CT
Răcătău	Răcătău	4,70	4,75	6,43	18,4	18,4	12,3	9,05	7,32	4,65	4,00	4,20	5,80	15,3	43,2	28,7	12,8	CT
Someşul Rece	Someşul Rece	4,50	4,38	5,97	17,7	18,9	12,2	9,44	7,30	4,95	4,26	4,43	5,97	14,9	42,6	28,9	13,6	CT CT CT
Someşul Mic	Cluj	4,72	5,68	8,15	19,1	17,9	11,6	8,75	6,26	3,80	3,80	4,40	5,85	16,2	45,2	26,6	12,0	CT
Someşul Mic	Apahida	4,80	5,98	8,70	18,4	17,5	11,5	8,70	6,28	3,90	3,85	4,49	5,90	16,6	44,6	26,5	12,3	CT
Borşa	Borşa	4,85	18,6	24,9	14,8	11,8	7,92	5,01	2,42	1,46	1,45	2,75	4,04	27,5	51,5	15,3	5,70	PcT
Fizeş	Fizeşul Gherlei	5,71	12,4	20,0	15,2	10,5	8,28	6,32	5,72	4,28	2,71	4,22	4,66	22,8	45,7	20,3	11,2	PcT
Someş	Dej	6,05	10,3	14,2	18,0	12,2	9,20	6,76	5,10	2,90	3,18	4,67	7,44	23,8	44,4	21,1	10,7	CT
Almaş	Aida	7,05	13,8	18,8	13,1	12,6	9,75	6,64	3,98	2,69	2,59	3,88	5,12	26,0	44,5	20,4	9,10	PcT
Someş	Ulmeni	5,75	11,3	15,0	17,9	12,1	9,15	6,67	4,91	2,76	3,02	4,37	7,07	24,1	45,0	20,7	10,2	CT
Sălaj	Sălsig	9,70	24,0	25,9	11,6	6,23	5,10	1,61	1,70	0,52	1,06	3,08	9,50	43,2	43,7	8,40	4,70	PcV
Suciu	Suciu de Jos	7,90	11,7	15,3	17,9	9,10	8,30	6,52	4,06	2,42	3,19	5,26	9,10	28,7	41,5	18,9	10,9	PT
Lăpuş	Răzoare	7,70	12,7	17,3	17,1	8,04	7,75	5,83	3,58	1,87	2,77	5,76	9,60	30,0	42,4	17,2	10,4	
Cavnic	Copalnic	7,70	13,2	16,5	17,6	7,86	8,15	4,95	3,60	1,85	2,92	5,74	9,90	30,8	42,0	16,7	10,5	CV+ PcV
Lăpuş	Remetea Chioarului	8,22	12,9	17,0	16,7	7,95	7,82	5,80	3,56	1,80	2,60	5,45	10,2	31,3	41,6	17,2	9,90	CV+PcV
Firiza	Ferneziu	7,02	9,31	11,8	19,8	10,8	8,29	5,90	4,54	2,92	3,78	6,16	9,68	26,0	42,4	18,7	12,9	CV
Someş	Satu Mare	6,34	12,2	15,7	17,6	11,0	9,08	6,30	4,07	2,62	2,82	4,42	7,85	26,4	44,3	19,5	9,80	CT+PcT
Crasna	Supurul de Jos	8,32	18,6	16,9	13,0	9,45	9,10	5,32	3,42	1,78	1,55	3,68	8,88	35,8	39,4	17,8	7,00	PcV

CV – Carpatic vestic; *CT* = Carpatic transilvan; *PcT* – Pericarpatic transilvan; *PcV* – Pericarpatic vestic

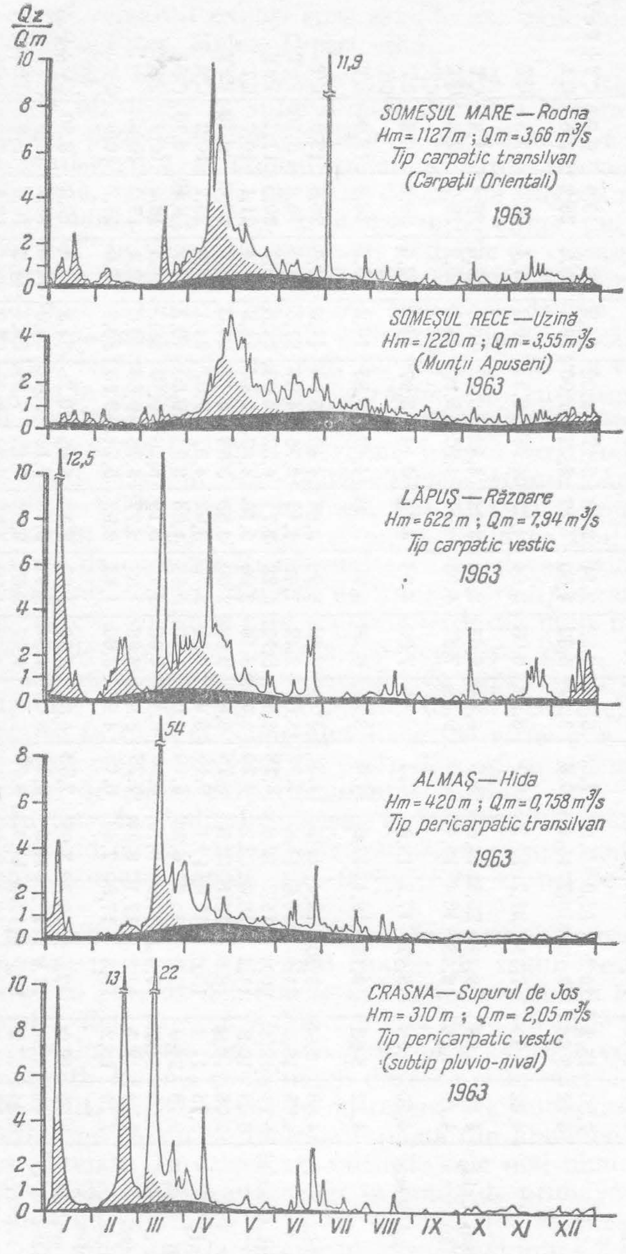


Fig. 100. Cîteva hidrografe caracteristice în bazinele Someş şi Crasna (I. Ujvári).

deci o întîrziere de 13 ani faţă de maxima absolută şi de doi ani faţă de maxima brückneriană a ciclurilor, cînd există numeroase tulburări în circulaţia atmosferică pe întregul glob. În Transilvania şi în Carpaţii Orientali s-a resimţit o puternică supraumezire a învelişului geografic, precipitaţiile depăşind în fiecare lună din acest an valorile medii multianuale, mai ales în aria

influenței oceanice maxime amintite din nord-estul Transilvaniei. Astfel, precipitațiile medii din perioada ianuarie-aprilie 1970 au depășit cu 93% la Bistrița, cu 58% la Dej, cu 42% la Sighetul Marmației mediile multianuale, iar pătura de zăpadă formată la 1 mai în munți, la altitudini de peste 1 000 m, s-a topit tot în perioada 5—13 mai. Ploile abundente de la începutul lunii au culminat în zilele de 12 și 13 mai, cînd în decurs de două zile s-a înregistrat ploi de 80—180 mm în bazinul Someșului Mare și în jurul Călimanilor. Acest aflux a avut un coeficient de scurgere de 0,50—0,80 pe spații foarte mari (cca. 50 000 km²) care au cuprins Carpații Orientali, dealurile Ciceului, Năsăudului, Bistriței, partea estică a Cîmpiei Transilvane. Prin urmare s-au format viituri cu frecvență rară (în jur de 0,5—2,0 %) pe toate pîraiele zonei și acestea s-au suprapus în timp pe Someșul Mare în aval de confluența cu Șieul. Viitura rezultată (v. fig. 101) a avut o durată de 76 ore la Beclean cu perioadă de ascendență de 27 ore. Debitul maxim la Beclean este apreciat la 2 010 m³/s (1% = 1760 m³/s), cel de la Dej de 2 300 m³/s (1% = 2 200 m³/s), iar cel de la Satu Mare la 3 342 m³/s (1% = = 3 070 m³/s). Volumul total al viiturii a fost de cca. 569 mil. m³ la Dej și aproape un miliard m³ la Satu Mare, unde și durata ei a fost mai mare (250 ore).

Nivelurile din timpul viiturii nu sînt stabilite pretutindeni cu exactitate. La Beclean se apreciază la 577 cm (nivel „0" = 160 cm), la Dej 808 cm („0" = 240 cm), la Ulmeni prin extindere în luncă a scăzut la 656 cm („0" = 230 cm) ca să salte apoi, după primirea Lăpușului, la 820 cm la Ciocîrlău („0" = 250 cm) și la 816 cm la Satu Mare („0" = 240 cm). Vitezele medii de deplasare a undei de viitură au fost: de 3 m/s (7 ore) între Rodna Veche și Beclean, de 2,6 m/s (3 ore) între Beclean-Dej, de 2,05 m/s (9 ore) între Cluj-Salatiu pe Someșul Mic, de 2,00 m/s (17 ore) între Dej și

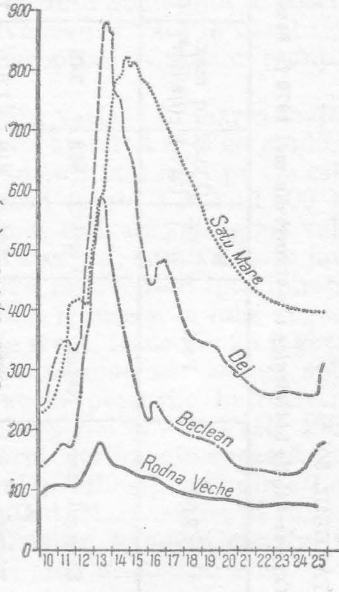


Fig. 101. Unde de viitură și propagarea ei în lungul Someșului, în mai 1970.

TABELUL 50

Caracteristicile hidrologice ale viiturii din mai 1970 în bazinul Someşului

Rîul	Post	Nivel max. (cm)	Q max (m^3/s)	q max. ($l/s/km^2$)	h (mm)	Fazele (în ore)				Volum (mil. m^3)		Data şi ora producerii maximei
						creştere	scădere 1/5	scădere 1/2	durata totală	Creştere	Total	
Someşul Mare	Nepos	384	850	748	76,2	25	16	41	66	32,9	86,7	13 mai ora 8
Bistriţa	Bistriţa	384	619	1 010	119	15	14	27	42	21,3	73	13 mai ora 6
Şieu	Şintereag	476	1 130	635	63	21	14	27	96	34,2	110,2	13 mai ora 14
Someşul Mare	Beclean	577	2 010	465	74,5	16	22	43	59	85,2	322,2	13 mai ora 9
Someş	Dej	808	2 300	262	64	24	28	142	170	111,6	569	13 mai ora 19
Someş	Ulmeni	656	3 115	268	65	45	25	103	148	223	763	14 mai ora 13
Firiza	Ferneziu	—	168	1 806	182	24	12	23	47	8,27	16,9	13 mai ora 17
Lăpuş	Lăpuşel	612	780	538	59,6	22	14	42	64	24,5	86,4	13 mai ora 15
Someş	Satu Mare	816	3 342	223	78	52	55	49	171	391,7	1162	15 mai ora 12

Ulmeni şi 1,94(9 ore) între Răzoare şi Lăpuşel pe Lăpuş. Unda de viitură a parcurs distanţa Dej—Satu Mare în decurs de 23 de ore.

În partea vestică a bazinului Someşului, în special în Munţii Gilăului, conform legilor dinamice ale maselor de aer s-au manifestat fenomenele catabatice (obişnuite în cazul circulaţiilor intense de aer din NV), ceea ce a dus la formarea unor cantităţi de precipitaţii mai reduse aici (50—70 mm în zilele de 11 şi 12 mai). Viitura formată pe Someşul Mic şi afluenţi s-a dovedit ca obişnuită cu excepţia Fizeşului unde debitele maxime au avut o valoare ridicată, cu o frecvenţă între 1—2%. Pe Fizeş viitura s-a accentuat şi din cauza ruperii digurilor heleşteielor.

Considerăm că particularităţile acestei viituri pot servi ca bază pentru o revizuire a normelor de calcul de poduri, diguri, baraje etc. pentru bazinul Someşului Mare, Lăpuş şi Someşul inferior.

Valorile scurgerii şi debitelor maxime din bazinele Someş-Crasna sînt cuprinse în tabelul 51 (Institutul de Meteorologie şi Hidrologie). Din acesta reiese că pe bazinele mai mici (300—500 km^2) valorile scurgerii maxime cu asigurare de 1% ajung la 1 000—1 500 l/s/km^2 mai ales în nord-estul Transilvaniei, unde s-au observat şi viiturile catastrofale tratate. În bazinul Someşului Mic scurgerea maximă are valori mult mai reduse, în jur de 800 — 1 000 l/s/km^2, pe categoria bazinală menţionată.

Scurgerea maximă elementară (1—10 km^2), oglindeşte şi ea dinamica extensiunii teritoriale a fenomenului. După observaţiile existente pe micile pîraie montane din Muţii Gilăului ea ajunge la cca 10 m^3/s/km^2 pe versanţi orientaţi spre est şi 15—20 m^3/s/km^2 în vest. La Cluj, în timpul unei ploi intense din 24 iulie 1959 (54 mm/30 min) pe Pîrîul Ţiganilor (1,6 km) a fost observată o viitură din ploi cu un debit maxim specific de 5 m^3/s/km^2, valoare care ar putea fi generalizată pentru bordura vestică deluroasă a Podişului Transilvaniei, ca valoare cu asigurare de 1%.

Scurgerea şi debitele minime ale rîurilor din bazinul Someşului se observă iarna în cazul tipului de regim carpatic transilvănean şi vara în cazul tipurilor pericarpatice transilvănean şi vestic (exceptînd regiunile munţilor mai înalţi).

Scurgerea minimă zilnică cu asigurarea de 95% variază în marea majoritate a rîurilor de podiş în jur de 0,05—0,10 l/s/km^2 crescînd apoi cu gradienţi mai mari pe versanţii vestici ai munţilor şi gradienţi mai mici pe cei estici pînă la valori de 1—2 l/s/km^2 la altitudini mari (peste 1 300—1 500 m). Media lunară cu aceeaşi asigurare este mult mai ridicată, atingînd valori de 5—8 l/s/km^2 (v. tabelul 52). În anii cei mai secetoşi, cum au fost: ianuarie-februarie 1954, decembrie 1958 sau toamna anului 1961 (precipitaţiile au lipsit în septembrie-octombrie-noiembrie, fiind reduse şi în iulie-august), multe dintre rîurile din Podişul Transilvaniei au secat, respectiv au îngheţat pînă la fund. Suprafaţa bazinelor rîurilor semipermanente atinge 400—420 km^2. Astfel, fenomenul a fost înregistrat la posturile hidrometrice Almaş—Hida (11. VIII. 1961), Fizeş—Fizeşul Gherlei (4—7. VIII. 1961), Dipşa la Chiraleş (6—8. VII. 1962), dar numărul rîurilor din această categorie este mult mai mare (de exemplu, Sălajul şi afluenţii săi din stînga, afluenţii mai mari ai Crasnei din dreapta ca Zalăul, Maja, afluenţii cursului inferior ai Someşului Mic, ca Valea Caldă, Gădălin, Bandăul etc. (v. fig. 101). Rîurile intermitente au bazine mai mici, pînă la 30—50 km^2.

TABELUL 51

Debitele şi scurgerea maximă pe rîurile din bazinul Someş-Crasna (282)

Rîul	Post	Debite maxime de asigurare (m³/s)				Scurgerea maximă (l/s/km²) asig.
		1%	3%	5%	10%	1%
Someşul Mare	Rodna Veche	340	245	210	160	1 180
Someşul Mare	Nepos	810	625	540	440	705
Someşul Mare	Beclean	1 760	1 410	1 250	1 040	402
Bistriţa	Bistriţa	520	365	300	240	845
Ilişua	Cristeştii Cicelui	290	215	180	140	825
Someşul Mic	Cluj	580	425	360	280	470
Fizeşul	Fizeşul Gherlei	50	40	35	30	114
Someş	Dej	2 200	1 760	1 570	1 300	248
Someş	Ulmeni	2 660	2 100	1 850	1 520	226
Sălaj	Sălsig	165	135	120	100	360
Lăpuş	Răzoare	580	445	390	320	775
Suciu	Suciu de Jos	220	160	140	120	1 140
Cavnic	Copalnic	210	170	150	130	846
Firiza	Ferneziu	190	145	130	100	1 450
Someş	Satu Mare	3 070	2 410	2 130	1 750	202
Crasna	Şimleul Silv.	240	170	140	110	615
Crasna	Moftinul Mic	450	330	290	210	259

Temperatura apei. În bazinul Someşului media anuală a temperaturii apei din rîuri este cu circa 3—4°C mai ridicată decît cea a aerului, ceea ce este şi normal, dacă ne gîndim la perioada de iarnă, cînd temperatura apei nu coboară sub zero grade. Ambele caracteristice se datorează capacităţii calorice mari şi conductibilităţii termice mici a apei. Relaţiile se pot generaliza şi pentru teritorii întinse.

Temperatura maximă zilnică observată se ridică, în cazul pîraielor mici, pînă la 32—34°C (Borşa, Fizeş, Cavnic-Copalnic, Almaş, Lăpuş etc.). Ca un fenomen interesant se poate aminti influenţa radiaţiei directe asupra încălzirii apei rîurilor de pe suprafaţa de denudaţie a Munţilor Gilău, unde din cauza pantelor şi vitezelor mici precum şi datorită adîncimii mici a văilor care nu permit ecranarea albiei, temperaturile maxime observate sînt mult peste valorile normale. Astfel, de exemplu, în cazul Someşului Cald la Beliş (alt. 938 m) temperatura maximă atinge 28,6°C, în timp ce pe rîul învecinat, la altitudini mult mai mici (431 m la Someşul Rece, dar cu vale adîncă), maxima se ridică abia pînă la 23,8°C. Acest fenomen a fost observat de localnici din timpurile cele mai vechi, fapt ce i-a adus şi denumirea de Someşul Cald.

Fenomenele de îngheţ. Prin caracteristicile lor de durată, fenomenele de îngheţ oglindesc aceleaşi legităţi care au fost observate şi în cazul determinării tipurilor de regim : fenomenele de încălzire iarna sînt mai accentuate în partea vestică a bazinului, iar fenomenele de îngheţ sînt cele mai stabile în Munţii Gilăului, unde iarna este mult mai aspră. În regiunile de dealuri desigur şi fenomenele de îngheţ apar într-o perioadă mai redusă ca durată, ele fiind totodată mult mai instabile decît în munţi (v. fig. 102). În zonele mai înalte din cauza apelor freatice cu temperatură pozitivă care

TABELUL 52

Debitele şi scurgerea minimă pe rîurile din bazinele Someşului şi Crasnei

Rîul	Post	Debite medii lunare minime					Debit min. zilnic (95%) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă		q min (95%) specific (l/s/km²)	
		Q_{min} (m³/sec)	Data prod., luna, anul	$Q_{min.}$ (m³/sec.)	Data prod., luna, anul		
1	2	3	4	5	6	7	8
Someşul Mare	Rodna Veche	0,48	I. 1954	1,00	X. 1961	1,67	0,110
Anieş	Anieş	0,48	I. 1954	0,84	X–XI. 1959	3,61	–
Someşul Mare	Nepos	1,00	–	1,85	–	0,86	0,350
Şieu	Şintereag	0,97	I. 1954	1,59	IX. 1961	0,54	0,600
Someşul Mare	Beclean	3,50	I. 1954	4,97	IX. 1961	0,80	2,00
Ilişua	Cristeştii Ciceului	0,14	XII. 1953	0,16	IX. 1961	0,40	–
Beliş	Beliş	0,21	II. 1954	0,40	XI. 1953	1,82	0,095
Someşul Cald	Beliş	0,59	II. 1954	1,21	X. 1961	1,90	0,300
Someşul Cald	Someşul Cald	0,80	I. 1954	1,26	X. 1961	1,62	0,400
Răcătău	Răcătău	0,15	I. 1954	0,36	X. 1961	1,42	0,066
Someşul Rece	Someşul Rece	0,41	I. 1954	1,27	XI. 1958	1,39	0,150
Someşul Mic	Cluj	1,53	II. 1954	1,90	IX. 1961	1,28	0,500
Someşul Mic	Apahida	1,91	II. 1954	3,71	X. 1963	1,04	–
Borşa	Borşa	0,01	I. 1964	0,02	IX–XI. 1961	0,05	–
Fizeş	Fizeşul Gherlei	0,04	I. 1964	0,04	XI. 1961	0,09	–
Someş	Dej	5,89	II. 1954	10,7	X. 1965	0,66	3,70
Almaş	Isida	0,05	I. 1964	0,09	IX. 1960	0,09	0,035
Someş	Ulmeni	8,00	I. 1954	9,36	IX. 1961	0,68	4,50
Sălaj	Sălsig	0,05	II. 1954	0,01	IX. 1961	0,02	0,005
Suciu	Suciu de Jos	0,28	I. 1954	0,23	X. 1965	1,19	0,007
Lăpuş	Răzoare	0,28	I. 1954	0 ,48	IX. 1961	0,38	0,150
Cavnic	Copalnic	0,10	I. 1954	0,18	IX. 1961	0,40	–
Lăpuş	Lăpuşel	0,54	I. 1954	0,78	IX. 1961	0,36	–
Firiza	Ferneziu	0,62	II. 1954	0,50	IX. 1961	3,80	0,120
Someş	Satu Mare	9,70	II. 1954	12,3	X. 1961	0,63	6,10
Crasna	Şimleul Silvaniei	0,07	I. 1964	0,03	IX. X. 1961	0,077	–
Crasna	Supurul de Jos	0,09	II. 1954	0,03	IX–X. 1961	0,03	–
Crasna	Moftinul Mic	0,019	I. 1964	0,012	X. 1961	0,07	–

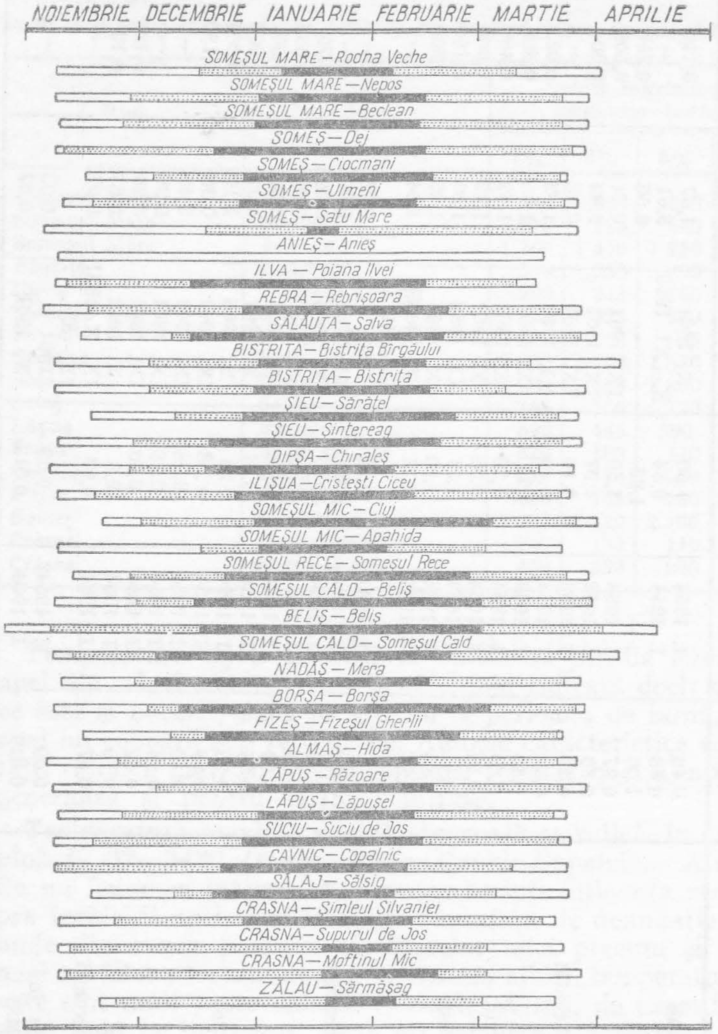


Fig. 102. Diagrame caracteristice ale fenomenelor de îngheţ din bazinele Someşului şi Crasnei (I. Ujvári).

alimentează iarna rîurile precum şi din cauza frecării interioare a apei (viteza mari!), fenomenele de îngheţ devin, de asemenea, mai puţin stabile.

Podul de gheaţă ca atare este mai frecvent pe sectoarele fluviatile cu căderi mai mici şi cu debite mai reduse. Astfel, I. Buta sesizează situaţia din bazinul Someşului Mare, cînd pe Şieu la Sărăţel frecvenţa apariţiei podului de gheaţă este mai mare decît pe Someşul Mare la Rodna Veche (69,3%, faţă de 42,2%), deşi apa Şieului conţine unele cantităţi de clorură de sodiu. Frecvenţa cea mai mare a podului de

gheaţă, peste 90%, se observă în cazul rîurilor de podiş (Ilişua, Nadăş, Lăpuşul la Lăpuşel), iar peste 80% pe Salva, Bistriţa Bîrgăului, Şieul inferior, Borşa, Fizeş, Almaş, Lăpuş); cea mai redusă este frecvenţa anuală în cazul sectoarelor Someşului cu debite mari şi cu climă mai blîndă-iarna (Someş-Satu Mare, 23%, Crasna-Moftinul Mic, 46%, Dipşa la Chiraleş, 61,5% etc.). Durata maximă a podului de gheaţă atinge 118 zile pe Beliş la Beliş, 113 zile pe Someşul Cald, 117 zile la Cluj, 113 zile pe Nadăş, 116 zile pe Borşa, 110 zile şi Almaş şi abia 28 zile pe Someşul Mare la Satu Mare, 60 zile la Rodna Veche, 66 zile pe Dipşa la Chiraleş, 61 zile pe Cavnic, 68 zile pe Crasna etc.

Scurgerea solidă. Acest fenomen a fost studiat în bazinul Someşului la 17 posturi hidrometrice. Valorile medii calculate pe perioada 1958—1967, ne dau o imagine destul de clară în privinţa turbidităţii apei şi scurgerii solide specifice.

Turbiditatea medie variază între 60 g/m³ (Firiza—Ferneziu) şi 1750 g/l (Almaş la Hida). Turbiditatea medie cea mai redusă (sub 100 g/m³) a fost observată în regiunile bine împădurite şi cu roci de bază dure, cum sînt versantul sudic al Rodnei, al Ţibleşului şi al Gutîiului, în bazinul superior al Someşului Rece; ea creşte la valori de peste 1000 g/m³ pe rîurile autohtone ale Podişului Someşan unde o largă răspîndire le au argilele tortoniene, slab rezistente. Cîmpia Transilvaniei este caracterizată de izolinii de 500 g/m³, iar bazinul Crasnei de 300—600 g/m³.

Valorile normale ale eroziunii specifice parcă urmăresc pe cele ale turbidităţii. În munţii din bazinul Someşului apare pretutindeni izolinia de 0,5 t/ha/an, crescînd pînă la 1,0 t/ha/an în Cîmpia Transilvaniei şi bazinul Crasnei-Homorod şi pînă la 2,5 t/ha/an în Podişul Someşan. Valori şi mai mari (pînă la 5 t/ha/an) apar izolat în regiunile miniere cu flotaţii, deci cu introducerea sterilului în Cavnic, Lăpuşul superior etc. Valori relativ ridicate (1—2 /ha/an) se observă şi în aria răspîndirii argilelor vărgate de pe platforma Munţilor Gilău (Someşul Cald).

Datele caracteristice ale scurgerii solide sînt expuse în tabelul 53.

În urma proceselor de eroziune din bazin, sistemul Someş—Crasna—Homorod transportă anual o cantitate totală de 4 300 000 t de aluviuni spre Tisa, ceea ce reprezintă un strat erodat de 0,183 mm de sol compact cu o greutate specifică de 1,5. Ea are tendinţă de scădere, avînd în vedere reîmpăduririle, lucrările ameliorative contraerozionale, îmbunătăţirea sistemelor agrotehnice de prelucrare a solului.

Repartiţia scurgerii solide în timpul anului corespunde în linii mari cu cea a scurgerii lichide (v. tabelul 52), adică marea majoritate a aluviunilor în suspensie se transportă primăvara şi iarna, respectiv vara.

Particularităţile hidrochimice ale apelor. Aceste particularităţi au fost examinate în timpul apelor mici, cînd domină scurgerea subterană şi totodată apele cu mineralizare mai ridicată. În aceste condiţii se constată contrastul puternic ce există între calitatea apelor din munţi cu roci cristaline, metamorfice, puternic levigate şi ale sedimentarului din jur. În munţi putem vorbi chiar de o uniformitate în care, caracteristica de bază este dominarea apelor carbonatate din grupa calciului, cu mineralizare sub 300 mg/l şi duritate sub 8 gr. g.

TABELUL 53

Scurgerea și debitele solide medii (1954—1967) pe rîurile din bazinul Someș și Crasna (282)

Rîul	Post	Valori medii 1954—1967			
		Q (m^3/s)	R (kg/s)	ρ (g/m^3)	r (t/ha/an)
1	2	3	4	5	6
Someșul Mare	Rodna Veche	5,12	1,12	219	1,225
Someșul Mare	Nepos	16,09	4,86	302	1,338
Bistrița	Bistrița	7,62	2,50	328	1,283
Dipșa	Chiraleș	1,31	0,85	650	0,610
Someșul Mare	Beclean	45,44	20,81	458	1,490
Ilișua	Cristeștii Ciceului	3,36	1,50	445	1,340
Someșul Cald	Beliș	6,47	1,50	230	1,52
Someșul Rece	Someșul Rece	4,27	0,38	89	0,041
Someșul Mic	Cluj	13,23	3,61	272	0,921
Someș	Dej	69,56	52,45	754	1,871
Almaș	Hida	1,60	2,61	1 631	1,492
Someș	Ulmeni	82,61	71,74	868	1,926
Lăpuș	Răzoare	10,42	3,86	371	1,630
Cavnic	Copalnic	3,85	3,53	914	4,490
Lăpuș	Remetea Chioarului	18,38	4,24	231	1,077
Firiza	Ferneziu	3,55	0,13	38	0,273
Someș	Satu Mare	116,18	135,64	1 165	2,825
Crasna	Supurul de Jos	2,70	0,85	315	0,290
Crasna	Moftinul Mic	4,0	2,00	500	0,380

Sedimentarul în schimb îi imprimă apelor caractere chimice foarte variate. Baza geochimică, cu sedimente marine levigate pînă la faza sulfatică, cu orizonturi de gips în depozitele eocen-oligocene din nord-vestul Podișului Someșan, brîul diapiric care determină ivirea izvoarelor sărate între Cojocna—Cluj—Dej—Beclean—Sărățel sînt factorii principali ai varietății teritoriale, dar există și un factor general: circuitul slab al apelor din Cîmpia Transilvaniei. Precipitațiile medii de 530—600 mm, evaporația de 650—700 mm (potențială) asigură o salinizare continentală sulfatică-calcică-carbonatică mai ales pe versanții de dealuri expuși spre sud. A. Vancea observă foarte judicios, că însăși sedimentele sarmațiene conțin încă sulfați sub formă de cristale în timpul precipitării sărurilor care alimentează de fapt procesul de salinizare a apelor din rîuri, lacuri.

În urma acestor condiții rîurile alohtone din cuprinsul podișurilor, suferă modificări de tip de mineralizare sub influența izvoarelor și afluenților autohtoni (Someșul Mare, Șieul, Someșul Mic din tip HCO_3 în tip Cl). Rîurile autohtone din Cîmpia Transilvaniei suferă modificări în faze de regim (HCO_3 spre SO_4 și Cl) etc. Unele exemple de tipuri hidrochimice sînt cuprinse în tabelul 54.

Apele minerale din bazinul Someșului se formează în condiții variate. La nord de Masivul Călimanilor se observă o vastă arie mofetică, care afectează atît apele zonei cu roci cristaline, cît și zona oligocen-aqvitaniană cu depozite flișoide. În primul caz apar apele bicarbonatate (Anieș), carbonatate-clorurate de la Valea Vinului și sodice de la Sanț, cu mineralizare medie în jur de 4—5 g/l și conținut de CO_2 între 2—11 g/l. Tot în a-

TABELUL 54
Date hidrochimice privitoare la rîurile din bazinul Someş şi Crasna (la ape mici)

Rîul Post	Data probei	pH	Rez. fix mg/l	Cationi (mg/l)			Anioni			Duritate (gr.g.)
				Ca	Mg	Na + + K	SO_4	Cl	HCO_3	
Someşul Mare Rodna Veche	29. IX. 1961	8,0	—	40,0	8,51	10,93	43,35	7,80	125,0	7,56
Someşul Mic Cluj	7. X. 1961	7,4	106	22,0	2,43	16,04	27,3	9,92	70,8	3,64
Fizeş Fizeşul Gh.	11.VIII. 1961	7,6	870	242,11	42,56	157,7	76,6	242,7	350,0	18,5
Someş Dej	12. IX. 1961	7,6	514	53,0	10,4	151,62	58,82	205,7	184,2	9,8
Almaş Hida	21. IX. 1961	8,8	1 114	112	1,22	69,76	385,6	14,9	291,6	16,0
Cavnic Copalnic	14. IX 1961	8,4	410	82	14,59	43,48	228,7	11,3	128,1	14,8

ceastă zonă se ivesc apele complexe bicarbonatate, cloruro-sodice, calcice, magneziene de la Sîngeorz—Băi, Lunca, Poiana Ilvei şi Prava. Cele de la Sîngeorz şi Valea Vinului se îmbuteliază. Compoziţie asemănătoare, însă fără bioxid de carbon, le au izvoarele de la Tîrlişua, Bizuşa, Cărbunari.

După o întrerupere teritorială spre nord-vest, aria mofetică reapare în grupa vulcanică nordică şi în jurul ei. Ape carbo-gazoase, cloruro-bicarbonatate-sodice, calcice, magneziene se găsesc la Stoiceni (îmbuteliere), Dăneşti, Baia Sprie, Chiuzbaia, Apa Sărată etc.

Restul apelor minerale se formează prin dizolvarea sării de către apele freatice în brîul diapiric, prin ivirea unor resurse de ape fosile în zona Cîmpiei Transilvaniei şi prin dizolvarea gipsurilor în partea vestică a Dealurilor Clujului.

Dintre apele clorurate simple amintim pe cele din jurul Cojocnei, Corpadea, Gădălin, Ocna Dej, Mica, Sînmărghita, Beudiu, Feleac, Figa, Sasarm, Miniş, Nimigea, Băile Slătiniţa, Şieu, Măgheruş, Someşodorhei, Sărăţel, Pintic, Tăure, Blăjeni etc. Apele sărate de la Someşeni, Băiţa, Puini, Buza, Beudiu etc. sînt complexe, bicarbonatate, sodice, sulfatate, unele din ele fiind iodurate-bromurate. În fine din categoria apelor sulfatate calcice fac parte izvoarele de la Leghia, iar cele de la Hida (sulfuroase), după A. Pricăjan provin din levigarea piritelor din cărbuni.

SISTEMUL CRIŞURILOR

Crişurile şi rîurile aferente sistemului lor drenează versanţii din nord, vest şi sud ai Munţilor Apuseni, şi o parte din Cîmpia de Vest (a Tisei) totalizînd o suprafaţă de 25 537 km², din care 14 880 km² pe teritoriul ţării noastre. Componenţii principali ai sistemului traversează graniţa ţării spre R. P. Ungară, unde se înmănunchează în cuprinsul zonei de subsidenţă cunoscută sub denumirea de Cîmpia Crişurilor. De la nord la sud, aceste sisteme sînt:

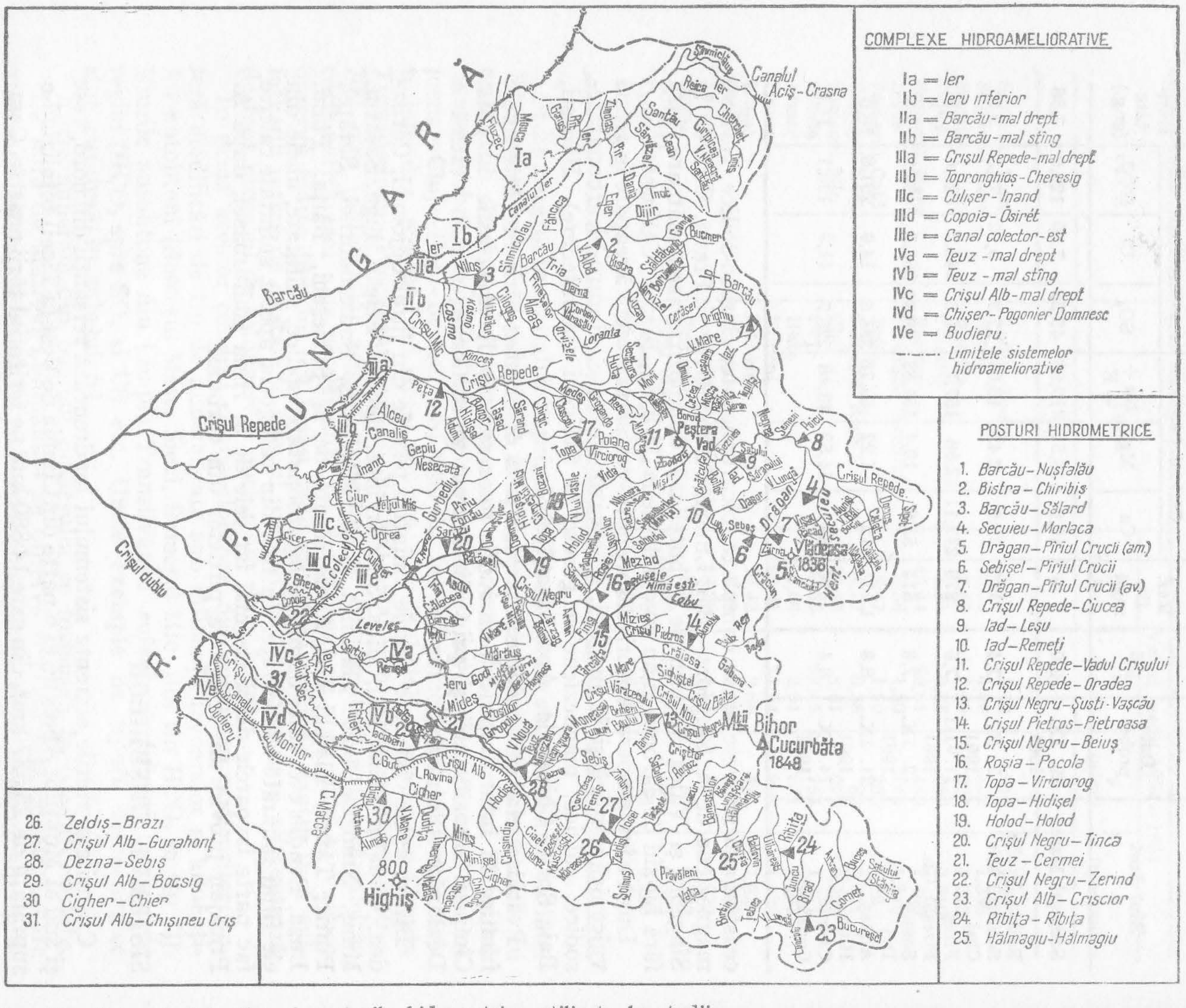


Fig. 103. Sistemul Crişurilor şi posturile hidrometrice utilizate la studii.

Ierul sau Eriul ($S = 1\,437\ km^2$; $L = 107\ km$), Barcăul sau Bereteul (Bîrcăul) ($S = 1\,977\ km^2$; $L = 118\ km$), Crişul Repede ($S = 2\,425\ km^2$; $L = 148\ km$), Crişul Negru ($S = 4\,476\ km^2$; $L = 144\ km$) şi Crişul Alb ($S = 3\,957\ km^2$; $L = 238\ km$).

Din cauza lungimii sale maxime ca izvor este socotit Crişul Alb, care confluează pe teritoriul R. P. Ungare cu Crişul Negru, formînd Crişul Dublu. Acesta colectează o serie de pîraie de cîmpie din ţara noastră, de pe interfluviul Crişul Negru — Crişul Repede, cum sînt: Culişerul, Barmodul şi Ghepeşul. Mai în aval în Crişul Dublu se varsă şi Crişul Repede după ce acesta a primit pe Barcău cu Ieru.

Iniţial în zona cîmpiei piemontane şi de subsidenţă rîurile din sistemul Crişurilor au inundat teritorii vaste, din care cauză începînd cu anul 1613 s-au efectuat o serie de lucrări de ameliorare pentru combaterea inundaţiilor şi drenarea artificială a cîmpurilor agricole, cu exces de umiditate. Între anii 1759 şi 1829 s-a făcut o ridicare topografică minuţioasă a zonei de cîmpie, urmată ulterior de îndiguirea cursurilor inferioare ale Crişurilor şi Barcăului. De asemenea, au fost tăiate o serie de meandre (de exemplu 41 de coturi pe Crişul Negru prin care s-a obţinut o scurtare de 12,5 km) şi îndepărtate obstacolele din albii (baraje de mori etc.). Mai tîrziu, pînă la începutul secolului nostru, au fost proiectate, şi parţial construite, o serie de canale colectoare, prin care se adună apele scurse din regiunile piemontane şi deversate în cursurile principale, ferind astfel de inundare cîmpia îngrădită de diguri. Ulterior ,,apele interioare" au fost drenate prin sisteme de canale de drenaj şi prin pomparea apelor acumulate primăvara în cîmpie spre cursurile principale. În prezent sînt ferite în total de inundaţii — circa 201 100 ha (10), din care o suprafaţă de 28 200 ha este drenată artificial. Credem că nu este necesar să subliniem, că aceste lucrări transformă în mare măsură funcţia de colectare a apelor de către bazinele de recepţie, cumpenele de apă superficiale (naturale) pierzîndu-şi în mare măsură rolul. Prin urmare considerăm că fenomenele hidrologice trebuiesc tratate în zonele de cîmpie sub aspectul peisajului profund modificat de om.

Barcăul sau Beretăul şi Ierul (Eriul) drenează partea sud-vestică a Depresiunii Şimleului. În cursul său superior Barcăul prezintă o asimetrie avînd afluenţii îndeosebi pe stînga de pe clina nordică a Plopişului şi piemontului său. Pe teritoriul R. P. Ungare, în apropiere de graniţă, primeşte şi apele Depresiunii Ierului.

Barcăul îşi are obîrşia în platoul calcaros de vîrstă triasică, de sub Ponor (977 m), din apropierea satului Tusa, din care colectează apele unor izvoare carstice cu debite nu prea abundente. De aici pătrunde în piemontul de acumulare levantină al Plopişului pe care îl traversează printr-o vale mai îngustă pînă la Sig şi Subcetate. Prin piemontul cuaternar de eroziune, în aval de Valcău, intră în Depresiunea de eroziune a Nuşfalăului, unde se observă o tendinţă permanentă de abatere spre dreapta a cursului Barcăului. Înainte de a pătrunde în Depresiunea Nuşfalău panta longitudinală a cursului este de 17 m/km (în medie), dar în depresiune ea scade la 2—3 m/km, ceea ce determină aluvionări puternice şi o mobilitate mare a albiei.

Depresiunea este închisă în partea sa inferioară de defileul de la Marca în care rîul şi-a adîncit valea epigenetic într-un pinten cristalin al Plopişului. De aici, Barcăul face un cot brusc spre nord conform direcţiei de cădere

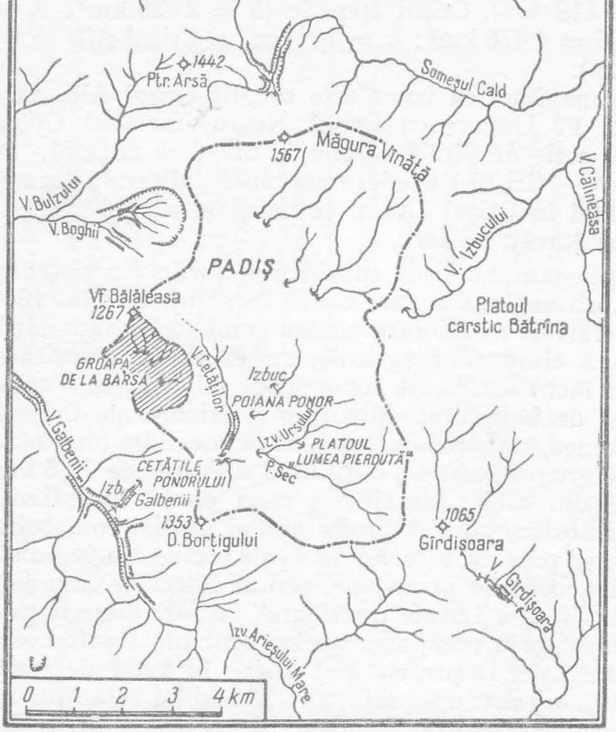


Fig. 104. Schiţa hidrografică a regiunii Padiş-Cetăţile Ponorului (9).

a piemontului ; pantele sale longitudinale scad mai departe pînă la 1—2 m/km, iar de la Balc se îndreaptă spre Cîmpia de Vest. În cîmpia propriu-zisă pătrunde în dreptul localităţii Sălard, de unde pantele longitudinale scad sub 0,4 m/km.

Afluenţii din sectorul superior şi din Depresiunea Nuşfalău se înşiră pe partea stîngă a rîului. Ei nu au dimensiuni mari, în schimb pantele lor longitudinale sînt accentuate. Dintre cei mai importanţi amintim : Topliţa, Valea Mare cu Valea Iazului ($S = 112$ km^2 ; $L = 22$ km), Drighiu ($S = 45$ km^2; $L = 14$ km), Groapa şi V. Cerăsei. În aval de defileul de la Marca, primeşte pe Borumlaca, Săldăbagiul, apoi pe cel mai mare afluent al său, Bistra ($S = 225$ km^2 ; $L = 53$ km) sosit de sub vîrful Văratecului (756 m), Valea Albă, Tria, Ghepeşul ($S = 181$ km^2 ; $L = 25$ km), Almaşu ($S = 59$ km^2 ; $L = 13$ km), Valea Viţeilor ($S = 52$ km^2 ; $L = 16$ km) şi Cosmo ($S = 131$ km^2 ; $L = 30$ km). În amonte de graniţă în Barcău se mai varsă un mic pîrîiaş de cîmpie, Parhida ($S = 20$ km^2 ; $L = 8$ km), transformat în canal de drenaj.

Afluenţii de pe partea dreaptă, pe sectorul piemontan inferior, deşi sînt mult mai mici, merită totuşi să-i amintim : Ipul (Depr. Nuşfalău), Cămăru ($S = 74$ km^2 ; $L = 11$ km), Curătura, Dijirul, Husasău ($S = 123$ km^2 ; $L = 21$ km) care se varsă în Barcău la Marghita, Egerul ($S = 49$ km^2 ; $L = 12$ km), Făncica sau Valea Rece ($S = 97$ km^2 ; $L = 25$ km), Şomchere-

cul, Valea Sinului sau Sînicolau ($S = 73$ km^2; $L = 16$ km) și canalul de desecare Vaida-Roșiori ($S = 40$ km^2; $L = 16$ km), cu funcție de desecare în sectorul inferior de cîmpie.

Asimetria sistemului, mai ales în sectorul superior, este explicată de A. Savu (209) prin condițiile generale de geneză a rețelei fluviatile din golful Șimleului. La sfîrșitul pliocenului marea majoritate a depresiunii era drenată de Crasna ai cărei afluenți au format piemonturile vaste dinspre Plopiș spre centrul golfului; în partea sa vestică acest proces era desăvîrșit de Bistra și de restul afluenților actuali inferiori ai Barcăului. La începutul pleistocenului însă Barcăul vechi a traversat cumpăna apelor din apropierea defileului de la Marca ale Crasnei, de pe clina nordică a Plopișului. Conform pantelor generale Barcăul ca un curs subsecvent, împins și de aluviunile depuse de afluenții lui din stînga, s-a deplasat treptat spre dreapta, spre nord, formînd depresiunea erozională de la Nușfalău. Valabilitatea acestei ipoteze este susținută de dezvoltarea teraselor fluviatile din stînga, părăsite de Barcău. După toate semnele existente procesul continuă și azi.

Pe lîngă zonele inundabile din Depresiunea Nușfalău și Balc, Barcăul a pus probleme deosebite și în sectorul de cîmpie, în aval de Sălard, unde inunda frecvent teritorii întinse îndeosebi în cîmpia de divagare a Sarretului, care era o zonă înmlăștinită. În scopul ameliorării acestei regiuni în 1834 a fost construit aici un canal lung de circa 29 km, care a ocolit Sarretul curățindu-se albiile și făcîndu-se îndiguiri locale. A urmat apoi prelungirea și îndiguirea completă a canalului pînă la Sălard (1867) și executarea unor sisteme de canale de desecare. Cu toate acestea în anii cu ape deosebit de mari (1888) după ruperea digurilor a fost inundată încă o suprafață de 22 000 ha. Au urmat supraînălțări de diguri, dintre care ultimele s-au executat între 1945 și 1960 dîndu-se siguranță deplină regiunii. Tot în ultimul timp s-au construit numeroase canale de desecare, care au asigurat posibilitatea de utilizare a terenurilor cu exces de umiditate.

Sistemul de desecare de pe malul drept al Barcăului a redat agriculturii 4 200 ha prin canalele Vaida-Roșiori și Hodoșul Nou. Pe malul stîng sînt desecate 7 300 ha, arterele principale de colectare a apelor superficiale fiind Danța și Crișul Mic, un pîrîu, care se varsă în Barcău pe teritoriul Ungariei. Sistemele de desecare care se leagă de acestea au o densitate de 0,45 km/km^2. Alte sisteme de desecare funcționează în jurul Borșului (canalele Kutaș), în jurul Hodoșului (Hodoș-Tămășeu) și cele de la Prahida-Niuved, fiind astfel asigurată drenarea apelor superficiale spre colectoarele mari.

În fine *Ieru*, ultimul său afluent din dreapta, drenează depresiunea cu același nume din direcția Careiului spre S—E. Depresiune în plină subsidență și azi, situată pe fundamentul unui graben cristalin de profunzime, are pante foarte mici și este presărată de numeroase ape stagnante, în majoritate localizate într-o zonă formată din nisipuri mobile sau consolidate. În trecut, regiunea cursului inferior a Ierului a fost inundată pe suprafețe întinse pînă în aval de Diosig, unde s-a resimțit și remuul Barcăului în care Ierul se varsă pe teritoriul R. P. Ungare la 9 km de la graniță.

Ieru are un bazin hidrografic relativ mare ($S = 1\,437$ km^2; $L = 107$ km). Izvoarele sale pătrund spre interiorul Depresiunii Șimleului, pînă la Sărmășagu Nou. Nu departe de obîrșie primește printr-un canal care vine dinspre

Aciş ape din Crasna, însă acest sector este îndiguit în scopul evitării pătrunderii apelor Crasnei în timpul apelor mari în Ier.

În partea sa superioară înainte de pătrunderea în Depresiunea Ierului, rîul are pante suficient de mari pentru a-şi transporta apele proprii (0,5—1,2 m/km). Asemenea caracteristici le au şi afluenţii săi dinspre piemont, cum sînt: Checheţul (S = 203 km²; L = 30 km), Santăul (S = 169 km²; L = 30 km), Săvărzelul etc. În partea lor inferioară aceşti afluenţi au o alimentare subterană bogată. Afluenţii din dreapta au pante mai reduse, dar dimensiuni relativ mari, cum sînt Sîntmiclăuşul (S = 123 km²; L = = 33 km), Zimoiaşul, Ierul Rece, Rîtul (S = 106 km²; L = 16 km), Fiuzec (S = 141 km²; L = 23 km) etc.

Din suprafaţa totală inundabilă şi cu exces de umiditate din lunca rîului care este de 43 000 ha, în 1960 au fost complet desecate 2 000 ha (sistemul Ierului inferior) prin îndiguirea sectorului Diosig — graniţă, prin crearea canalului de centură a Morilor şi prin unele mici canale de desecare. Pentru atenuarea viiturilor în prezent se află în construcţie barajele lacurilor de acumulare de la Andrid şi de la Galoş—Petru cu suprafeţe de cîte 1 000 ha. Prin aplicarea planului complex de amenajare vor fi redate agriculturii încă 50 000 ha. Pentru asigurarea drenajului se construieşte un canal colector de 60 km.

Sistemul Crişul Repede drenează versanţii nordici ai masivelor Gilău-Vlădeasa şi Pădurea Craiului.

Bazinul său este asimetric, afluenţii din dreapta dinspre Mezeş şi Plopiş lipsind aproape cu totul sau au dimensiuni reduse.

După cum este cunoscut, cursul Crişului Repede s-a format în urma unor captări regresive, prin care rîul a traversat cumpăna morfologică dintre masivele Plopiş-Mezeş şi Vlădeasa, pătrunzînd în Depresiunea Huedinului, unde-şi are şi izvoarele. Cursul lui superior trece prin mai multe chei şi depresiuni tectono-erozive, iar în aval printr-un culoar care se transformă spre Cîmpia de Vest într-un golf larg.

Crişul Repede izvorăşte de la altitudinea de 710 m în apropiere de localitatea Izvorul Crişului, dintr-o zonă deluroasă de pe marginea nordică a Depresiunii Huedinului.

În zona de izvoare are pante relativ mari (în jur de 15 m/km), însă între Huedin şi Morlaca, unde traversează epigenetic sîmburele cristalin din fundament, pantele rîului scad pînă la 3—5 m/km. Pe acest sector primeşte afluenţi numai din stînga, unii sosind dinspre marginea sudică a depresiunii (Şipotul, Domoşul); rîul Călata (S = 152 km²; L = 33 km), care pătrunde cu izvoarele sale pînă la flancul nordic al Munţilor Gilăului, drenează prin intermediul afluenţilor săi majoritatea Depresiunii Huedinului. Sistemul său are o asimetrie puternică spre stînga, spre masivul Şatra.

Crişul Repede părăseşte Depresiunea Huedinului în aval de Bologa, unde primeşte pe primul său afluent, dinspre masivul eruptiv Vlădeasa, Secuieul (Sebişelul sau Henţul) (S = 227 km²; L = 41 km), izvorît de la altitudinea de 1 550 m, chiar de sub vîrful Vlădesei. După primirea Călatei şi Secuieului debitul Crişului Repede creşte mult mai ales pe sectorul defileului eruptiv de la Poieni, unde şi pantele rîului cresc la 6—7 m/km.

Caracterul neechilibrat al profilului longitudinal continuă în aval pînă la ieşirea rîului în cîmpie. Astfel, după Poieni rîul pătrunde în Depresiunea

Ciucea-Negreni, în care se observă aluvionări puternice, cu mobilitate mare a albiei. Rîul are caracter montan accentuat, dimensiunile bolovanilor transportaţi atingînd 30—40 cm. Depresiunea reprezintă totodată şi o mică piaţă de adunare a apelor, unde pe lîngă afluentul cel mai important Drăganul, sosit de sub poalele Vlădesei, primeşte şi primii afluenţi mai mici veniţi dinspre şeaua de la Oşteana: Poicul şi Semenii.

Drăganul ($S = 256$ km²; $L = 40$ km) izvorăşte de la altitudinea de 1 500 m de sub Piatra Bohodeiului (1 654 m), avînd o cădere în jur de 26 m/km pînă la vărsare. Dacă la aceasta mai adăugăm şi faptul că îşi culege apele de pe versantul vestic al Vlădesei în condiţiile unei umidităţi deosebit de bogate (scurgerea medie în jur de 800—1 200 mm), ne putem face o imagine asupra potenţialului hidroenergetic.

Crişul Repede părăseşte Depresiunea Ciucea-Negreni la Bucea, unde rîul pătrunde în defileul format între masivul Plopişului din dreapta şi culmea Scoruşeţ-Dealul Mare din stînga, constituite din şisturi cristaline.

Imediat în aval de defileu, de altfel destul de larg, Crişul Repede primeşte pe cel de-al doilea afluent important, *Valea Iadului* ($S = 223$ km²; $L = 44$ km), care izvorăşte de sub vîrful Poienilor (1 627 m). Imediat după obîrşie rîul intră în mica depresiune de la Stîna de Vale, unde apele sale curate au asigurat posibilitatea creerii unei crescătorii de păstrăvi, pentru care au fost înfiinţate cîteva mici ochiuri de apă cu baraj pe rîu. De aici rîul îşi formează în masivul eruptiv riolitic un defileu lung, pitoresc, cu căderi mari care ţin pînă în amonte de primul său afluent mai important de pe partea stîngă — Valea Leşului unde este în curs de realizare un lac de acumulare de 27,2 mil. m³ pentru alimentarea Oradiei. În aval, pe aceeaşi parte, valea sa este străjuită de formaţiunile calcaroase ale Pădurii Craiului, iar pe partea dreaptă de şisturi cristaline,

Fenomenele carstice din Pădurea Craiului sînt foarte variate. În Valea Leşului se găsesc deja o serie de peşteri cu izbucuri, cum sînt Peşterea cu Apă şi Firez. Alte peşteri apar în valea Căuş şi un izbuc în Dealul Cornilor. Este cunoscut, de asemenea, lacul-izvor de la Rîmeţi şi Peştera Bulzului, în care apare un alt izbuc puternic (debitul mediu în jur de 80 l/s) alimentat dinspre ponorul Gaura Dracului, din podişul calcaros. Afluenţii Iadului sînt de dimensiuni reduse, cel mai mare fiind Daşorul care atinge abia 32 km² şi 8 km lungime.

În depresiunea Bratca, Crişul Repede primeşte de pe partea stîngă pe Brătcuţa ($S = 45$ km²; $L = 12$ km), Valea Mişirului ($S = 39$ km²; $L = 9$ km) şi Valea Izbondişului în care se află izbucul vauclusian al Izbondişului cu un mic ochi de apă caracteristic acestui tip de izvor. În cadrul depresiunii, Crişul Repede primeşte un mic afluent (Boznea) şi din dreapta, dinspre Piatra Craiului.

În aval de Suncuiuş, Crişul Repede pătrunde în defileul carstic, epigenetic de la Vad, unde în albia rîului apar o serie de izvoare carstice, iar din Peştera Vadului se iveşte un adevărat pîrîu, cu un debit mediu de 212 l/s, care formează pitoreasca cascadă de la Vadul Crişului.

În aval de Defileul Vadului din albia Crişului Repede porneşte spre stînga o derivaţie lungă de 9 km care deserveşte hidrocentrala de la Aştileu cu o putere instalată de 2 000 kW. Amplasamentul local al hidrocentralei se află în fundul văii transversale săpată de ape şi izbucul peşterii Aştileului (Chişniţa). Reţeaua hidrografică care a alimentat peştera se extinde spre